



**Evolution tectono-sédimentaire du système carbonaté
"Plateforme Apulienne - Bassin Ionien" au Crétacé
supérieur dans le sud de l'Albanie: faciès, géométries,
diagénèse et propriétés réservoirs associées**

Johan Le Goff

► **To cite this version:**

Johan Le Goff. Evolution tectono-sédimentaire du système carbonaté "Plateforme Apulienne - Bassin Ionien" au Crétacé supérieur dans le sud de l'Albanie: faciès, géométries, diagénèse et propriétés réservoirs associées. Sciences de la Terre. Université Michel de Montaigne - Bordeaux III, 2015. Français. NNT: 2015BOR30024 . tel-01278940

HAL Id: tel-01278940

<https://theses.hal.science/tel-01278940>

Submitted on 25 Feb 2016

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



THÈSE

Présentée à

L'université Bordeaux Montaigne

Par **Johan Le Goff**

Ecoles doctorales des Universités de Bordeaux Montaigne & KU Leuven

Pour obtenir le grade de :

Docteur de l'Université de Bordeaux Montaigne et de la Katholieke Universiteit
Leuven

Thèse de doctorat en Science et Technologies (sciences de la terre, sciences de l'eau,
sciences de l'image)

**Evolution tectono - sédimentaire du système carbonaté
'Plateforme Apulienne - Bassin Ionien' au Crétacé Supérieur
dans le Sud de l'Albanie: faciès, géométries, diagénèse et
propriétés réservoirs associées**

Soutenue publiquement le 7 Juillet 2015

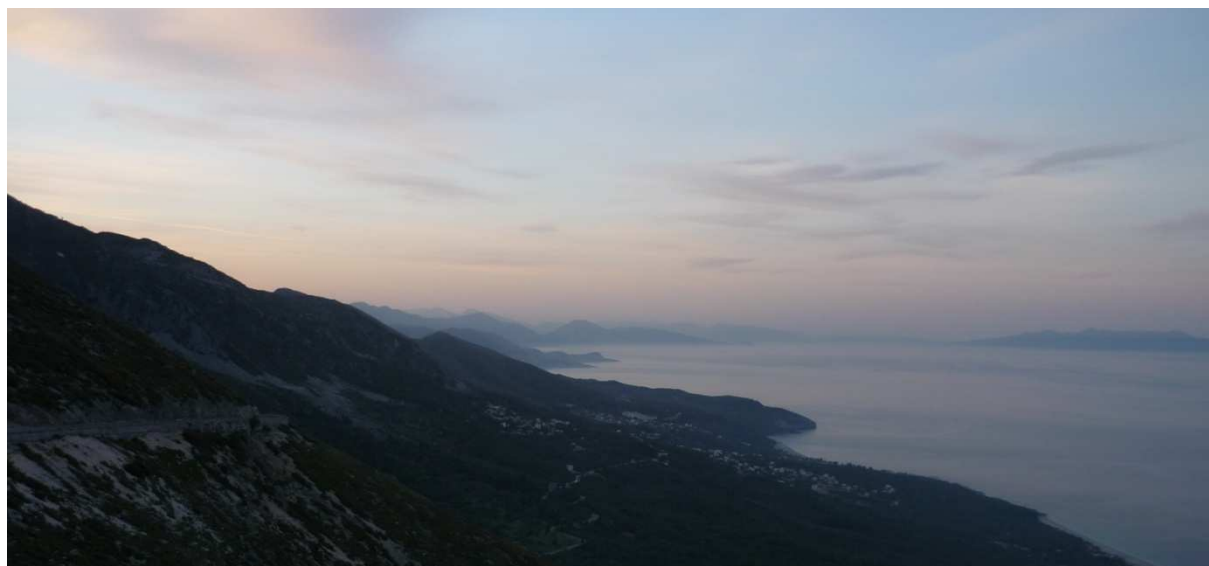
Jury de thèse :

Pr. Dr. John REIJMER, VU University Amsterdam	Rapporteur
Pr. Dr. Jean BORGOMANO, Expert en géologie des carbonates, TOTAL	Rapporteur
Pr. Dr. Adrian CEREPİ, ENSEGID Bordeaux INP	Directeur de thèse
Pr. Dr. Corinne LOISY, ENSEGID Bordeaux INP	Co-Directeur
Pr. Dr. Rudy SWENNEN, KU Leuven	Co-Directeur
Pr. Dr. Gert Jan WELTJE, KU Leuven	Examineur
Dr. Philippe JOSEPH, Ingénieur de Recherche, Expert, IFPEN	Examineur
Pr. Dr. Kristaq MUSKA, Professeur, Université Polytechnique de Tirana	Examineur

Remerciements

Je souhaite remercier toutes les personnes qui, de près ou de loin, ont contribué à la réussite de cette thèse, famille, encadrants, collègues, amis.

En premier lieu je remercie Adrian, avec qui les discussions sur ce projet ont débutées bien avant qu'il ne commence réellement, au détour d'une escapade en vélo qui m'a menée (presque par hasard il faut bien le dire) au pays de Mère Thérèse et d'Ismail Kadaré, sur un « îlot culturel » de la péninsule balkanique : en Albanie. Un mail daté du 27 nov. 2010 me replace dans la situation : « Passe par la Riviera Albanaise, Vlore, Col de Llogara (tu verras les formations de la Plateforme Apulienne) ensuite par Himarë, Saranda, Col de Muzina (une petite merveille de résédimentation) avant d'aller en Grèce (...), Adrian. ». En effet, le coin est superbe, j'ai pu m'en rendre compte à chaque fois que j'y suis allé, mais Adrian, il est grand temps de t'avouer une chose, dans la descente de Llogara, j'étais moins occupé à regarder les cailloux que le paysage...



Je tiens également à remercier mes deux co-directeurs, Corinne et Rudy, pour la confiance et de la liberté d'entreprendre qu'ils m'ont témoigné durant ces 3 ans et demi, et pour leur investissement dans les recherches. Je dois aussi remercier Rudy, pour les corrections draconiennes des articles scientifiques qui m'ont bien souvent effrayé... Un exercice délicat pour lequel je te dois beaucoup.

Puisque ces résultats reposent exclusivement sur des investigations de terrain, je remercie également les albanais pour la bonté et la bienveillance dont ils m'ont toujours fait preuve. Merci en particulier à Ramis pour sa fraternité, et le traditionnel café – raki du matin, Velideja & Qemal pour leur hospitalité, les Koladji leur sourire et leur curiosité, Koccio Kollo pour les rognons braisés de ses moutons. Merci aussi à tous ceux dont le nom reste un mystère mais qui m'ont prêté main forte dans les situations inconfortables. Merci au berger qui m'a prêté sa mule pour descendre de Tragjas, aux vendeurs de miel pour les ravitaillements, pour avoir sorti la voiture du boubier, et aux pêcheurs de m'avoir ramené sain et sauf de la plage de Grama. *Shumë faleminderit*, Je ne vous oublie pas.

Je tiens aussi à exprimer ma gratitude envers les collègues qui ont collaboré à ce travail de recherche. Merci à Michèle Caron pour la détermination des faunes pélagiques et de m'avoir

assisté à Fribourg ; merci à Grigor Heba sans qui la biostratigraphie de la coupe de Llogara ne serait pas ce qu'elle est aujourd'hui ; merci à Hamdy El Desouky pour son travail sur les isotopes du strontium; merci à Thierry Mulder de m'avoir encouragé à publier dans le volume special de *sedimentary Geology* ; merci à Alex Hairabian avec qui j'aurai aimé échanger davantage sur les similitudes entre le promontoire du Gargano et la péninsule de Karaburun. Enfin merci à Krsitaq Muska et Ana Qorri pour les échanges et les discussions à Tirana.

Merci à toute l'équipe de Bordeaux, à l'EGID et l'ensemble des profs, maîtres de conf., techniciens, stagiaires, parmi lesquels je me suis toujours senti à l'aise. Un grand merci à Philippe Razin et Carinne Grelaud à qui je dois mon intérêt pour la géologie. Merci à Raph, Jimmy, Rémi pour les discussions scientifiques et la confrontation des points de vue qui forment un aspect essentiel du travail de recherche. Merci aussi à Michel et Serge pour vos conseils avisés et votre expérience qui fait de vous d'excellents guides. En revanche, je ne sais pas si je dois remercier Alain Dupuy d'avoir eu la bonne idée de planter deux babyfoots Bonzini dans le hall en plein pendant ma rédaction. Ils ont bien failli me coûter deux chapitres et une conclusion... Je n'oublie pas non plus les étudiants qui ont participé à ce projet dans le cadre de leur mémoire de Master : Carole, Maud, Benoît et Gert, vous avez tous fait du bon boulot.

Doctorants et amis de l'ENSEGID ou de la KUL, merci pour tous ces bons moments passés ensembles à faire du sport-S ou boire des bières-B (ou du thé-T) : Alex-S, Robin-S&B, Major-S, Julie-S, Nazeer-T, David-B, Florian-S, Dominique-S, Nico-B, Benoît-B², Tine-B, An-S, Koen²-B, Elisa-B, Asefeh-B, Marcelle-B, Wim-Z comme Zeezuiper, Tom-B, Katrin-B, Gert-B. Cette liste indique étonnement une consommation de bière plus fréquente en Belgique...

Je réserve une mention spéciale aussi pour les collègues de bureau, à Bordeaux ou à Leuven : Amélie, Jimmy, Benjamin, Ophélie, Rémi, Adrien. Merci pour tous ces bons moments de partage et d'entraide qui font de la thèse une période agréable, et excusez-moi d'être parfois un peu bavard.

Je remercie chaleureusement tous les colocataires et amis avec qui j'ai partagé le quotidien au cours de cette période, et il y en a eu...: Loidji, Emma, Julien, Julie, Dries, Georgios, Birte, Anaïs, Yori. Enfin, je remercie mes amis de Bordeaux, de Paris, de Bretagne et d'ailleurs, les membres de l'illustre *coin lecture*, Alan, Max, Macha, Arthur & Margaux, Nastia, Malvina, Thibaut, Natalie, Vlad, Dimitri, Anton ceux qui décampent dans les steppes russes ou qui se cachent dans les forêts transylvaines.

Je remercie enfin ma famille pour son soutien et de l'intérêt qu'elle porte à mon travail.

Résumé

L'intérêt scientifique porté depuis plusieurs décennies au développement des plateformes carbonatées tropicales s'explique par la complexité des facteurs de contrôle de la sédimentation, qui montre une influence de la tectonique, du climat, de l'eustatisme, de l'hydrodynamisme etc... Les plateformes carbonatées ne sont pas seulement des environnements enclins à accumuler des sédiments, mais sont aussi de prolifiques « usines » à carbonates qui produisent davantage que ce qu'elles peuvent stocker. Les sédiments en excès sont transférés vers le bassin profond. Ainsi, les transitions plateforme – bassin illustrent les interactions entre production carbonatée *in-situ*, transfert, et accumulation sédimentaire issue de la re-sédimentation.

Dans le sud-ouest de l'Albanie, la série carbonatée du Crétacé Supérieur est composée de dépôts sédimentaire de plateforme et de bassin. Ces successions sont à présent intégrées dans le système chevauchant de la chaîne Dinarides - Hellénides, dont la mise en place est contemporaine d'une phase de déformation orogénique Plio-Holocène. La paléogéographie de la région péri-Adriatique au Crétacé Supérieur révèle une juxtaposition de méga-plateformes et de bassins adjacents dont le remplissage est en partie conditionné par la remobilisation gravitaire des sédiments de la bordure de plateforme.

Les investigations sont menées sur cinq zones d'étude. Elles intègrent des descriptions faciologiques macro- et microscopiques pour chacune des huit successions étudiées. Les unités définies font l'objet d'une cartographie à l'échelle de la zone d'étude qui précise l'architecture stratigraphique du système. La datation des dépôts repose sur une étude biostratigraphique, elle est renforcée par les données chronostratigraphiques des isotopes du strontium.

Sur la plateforme, les descriptions faciologiques sont appuyées par des méthodes complémentaires de pétrographie (cathodoluminescence, épifluorescence, microscopie électronique à balayage), de pétrophysique (porosimétrie à injection mercure) et de géochimie (isotopes stables du carbone et de l'oxygène) visant à révéler la dynamique de sédimentation et les propriétés réservoir de la succession. Les conditions de sédimentation sont précisées, i) sur la plateforme, dix faciès spécifiques sont identifiés, représentatifs de conditions de dépôt supra-, inter-, et subtidales. Ils s'intègrent dans des motifs d'empilement distinctifs (*small-scale sequences*) qui attestent le caractère cyclique de la sédimentation, contrôlé par des fluctuations haute-fréquence et basse amplitude du niveau marin relatif; ii) dans le bassin, quatorze faciès sont classés suivant le mécanisme de transport sédimentaire dominant. La répartition spatiale des dépôts permet d'identifier la provenance et les sources préférentielles du matériel calci-clastique.

L'évolution tectono-sédimentaire plateforme – bassin au Crétacé Supérieur est déterminée par deux séquences: i) du Cénomanién au Turonien, la sédimentation de plateforme est caractérisée par l'aggradation plus de 700 mètres de faciès intertidaux organisés en séquences (*small-scale sequences*) émerives ou sub-émerives. Aucun transfert significatif n'est attesté dans le bassin adjacent, témoignant d'une relative stabilité du système évoluant dans un contexte subsident; ii) l'intervalle Coniacien – Santonien marque l'installation d'une plateforme à rudistes favorable au transfert sédimentaire. Ce dernier se traduit par une progradation marquée des dépôts gravitaires dans le bassin pendant le Campanien. Cette dynamique de transfert est accentuée par la mise en place de *slumps* résultants du démantèlement tectonique de la bordure de plateforme au Campanien Supérieur et Maastrichtien.

Mots clés: Plateforme Apulienne, Bassin Ionien, rudistes, écoulements gravitaires, slump, tectonique

Abstract

The evolution of tropical carbonate platforms depends on complex interacting factors influencing the sedimentation, such as tectonism, climate, eustacy, hydrodynamism etc... Due to this complexity, it has been of scientific interest for decades. Carbonate platforms are not only prone to accumulate sediments, but also represent prolific carbonates “factories” producing more than they can store on their tops. Excess sediments are shed basinward. Platform-to-basin transitions exemplify interactions between *in-situ* carbonate production, transfer and sedimentary accumulations resulting from re-sedimentation.

In south-west Albania, the Upper Cretaceous carbonate series are made up of platform and basinal deposits. Sedimentary successions are presently integrated in the Dinarides-Hellenides *fold-and-thrust* belt that originate from a Plio-Holocene phase of the Alpine Orogeny. The paleogeographic setting during the Late Cretaceous reveals a juxtaposition of mega-platforms and adjacent basins, partly filled with sediments derived from the shelf edge.

Our scientific investigations focused on five study areas. Macro- and microfacies descriptions are provided for eight platform and basin successions. Sedimentary units are defined and mapped on each study area, supporting the stratigraphic reconstruction of the system. Dating is based on biostratigraphy and supported by strontium-isotope data.

Regarding platform deposits, facies descriptions are seconded by complementary methods of petrography (cathodoluminescence, epifluorescence, scanning electron microscopy), petrophysics (mercury intrusion porosimetry), and geochemistry (stable carbon and oxygen isotopes), aiming to precise the sedimentation dynamics and reservoir properties of the succession. The sedimentation conditions are specified: i) within the platform, ten specific facies are identified, precisising the depositional setting that comprise supra-, inter- and subtidal environments. These facies are integrated in distinctive stacking patterns (*small-scale-sequences*) pointing to a cyclic sedimentary dynamic controlled by high-frequency and low-amplitude sea level changes; ii) the basinal deposits comprise fourteen facies classified according to the dominant grain-support mechanism. Spatial distribution of the deposits allowed identifying the provenance and preferential sources of calciclastic sediments.

The tectono-sedimentary evolution of the platform-to-basin system during the Late Cretaceous can be subdivided into two sequences: i) from the Cenomanian to the Turonian, the platform sedimentation is characterized by a substantial aggradation (700 meters) of intertidal small-scale sequences. No significant transfer was evidenced in the adjacent Ionian Basin, pointing to stable conditions in a subsiding context; ii) the Coniacian-Santonian interval evidences the establishment of a rudist platform massively shedding sediments basinward during the Campanian. A clear progradation of gravity-flow deposits is attested during this period. During the Upper Campanian and Maastrichtian, this transfer is accentuated by the setting of tectonically-triggered slumps resulting from the dismantling of the platform edge.

Mots clés: Apulian Platform, Ionian Basin, rudists, gravity flows, slump, tectonic

Sommaire

INTRODUCTION.....2

PARTIE 1 : Contexte scientifique.....8

Chapitre 1 : Contexte géographique et géologique.....	10
1. Contexte Géodynamique	11
2. Contexte structural	16
3. Contexte litho-stratigraphique	20
3.1. La zone de Korabi	20
3.2. La zone de Mirdita	20
3.3. Les Alpes Albanaises	21
3.4. La zone de Krasta-Cukali	22
3.5. La zone de Kruja.....	22
3.6. La zone Ionienne.....	22
3.7. La zone de Sazani	23
4. Ressources pétrolières et gazières	23
4.1. Les roches-mères.....	23
4.2. Les roches-réservoirs	26
4.3. Les roches-couvertures	26
Chapitre 2 : La sédimentation carbonatée de plateforme.....	27
1. Principes de la sédimentation carbonatée en domaine de plateforme.....	28
1.1. Développement d'une cyclicité en domaine de plateforme carbonatée	29
1.2. Représentation graphique de la cyclicité, les <i>Fischerplots</i>	35
2. La Plateforme Apulienne dans son contexte péri-Adriatique au Crétacé Supérieur	38
2.1. Climat tropical et développement des plateformes à rudistes	38
2.2. L'enregistrement sédimentaire du Crétacé Supérieur dans la région péri-Adriatique	41
Chapitre 3 : La re-sédimentation carbonatée de pente et de bassin.....	54
1. Processus de dépôt et modèles de re-sédimentation	55
1.1. Classification des processus et écoulements gravitaires.....	55
1.2. Les modèles de re-sédimentation.....	65
2. Le Bassin Ionien dans son contexte péri-Adriatique au Crétacé Supérieur.....	70

2.1. L'enregistrement sédimentaire du Crétacé Supérieur dans la région péri-Adriatique	70
2.2. Eléments synthétiques de la stratigraphie régionale.....	78

PARTIE 2 : Matériels et méthodes.....81

Chapitre 1 : Investigations de terrain.....	82
1. Définition des zones d'étude	83
2. Levé de log	84
3. Méthodes d'échantillonnage.....	85
4. Cartographie	85
Chapitre 2 : Méthodes d'analyses biostratigraphiques	87
1. Biostratigraphie des environnements de plateforme carbonatée.....	88
1.1. La coupe de 'Kanal'	88
1.2. Le découpage biostratigraphique du Crétacé Supérieur de Fleury (1980)	90
1.3. Méthode employée	92
2. Biostratigraphie des environnements de bassin	92
2.1. Cadre biostratigraphique, les coupes de Piluri et Muzina	92
2.2. Méthode employée.....	95
Chapitre 3 : Méthodes d'analyses pétrographiques	97
1. Microscopie optique.....	98
2. Epifluorescence.....	98
2.1. Principe et intérêt de la méthode	98
2.2. Matériel utilisé	99
3. Cathodoluminescence.....	100
3.1. Principe et intérêt de la méthode	100
3.2. Matériel utilisé	101
4. Microscopie Electronique à Balayage.....	102
4.1. Principe et intérêt de la méthode	102
4.2. Matériel utilisé	104
Chapitre 4 : Méthodes d'analyses pétrophysiques et géochimiques.....	105
1. Pétrophysique	106
1.1. Principe et intérêt de la méthode.....	106
1.2. Matériel utilisé.....	108
2. Isotopes stables du Carbone/Oxygène	109

2.1. Principe et intérêt de la méthode	109
2.2. Matériel utilisé	110
3. Isotopes stables du Strontium	111
3.1. Principe et intérêt de la méthode	111
3.2. Matériel utilisé	113

PARTIE 3 : Evolution sédimentaire de la Plateforme Apulienne durant le Crétacé Supérieur.....114

Chapitre 1 : Coupe de Llogara, localisation et étude de faciès	115
1. Présentation de l’affleurement.....	116
2. Caractéristiques macroscopiques et pétrographiques des faciès reconnus	119
2.1. Les faciès bréchiques (A1)	120
2.2. Les mudstones à wackestone à fenestrées (A2)	121
2.3. Boundstone stromatolitique (B1).....	122
2.4. Wackestone à packstone partiellement laminé (B2)	125
2.5. Grainstones bioclastiques (B3)	126
2.6. Packstone à gastéropodes et bivalves (B4)	128
2.7. Packstone à foraminifères benthiques (C1)	129
2.8. Floatstone à rudstone à chondrodontes et nérinées (C2).....	131
2.9. Floatstone à rudstone à rudistes (C3).....	132
2.10. Bafflestone à rudistes (D1)	133

Chapitre 2 : Evolution sédimentaire de la Plateforme Apulienne durant le Crétacé Supérieur (Cénomanién - Campanien) 134

1. Introduction	136
2. Geological setting and Stratigraphy	137
3. Methodology	139
3.1. Biostratigraphic analysis	139
3.2. Strontium isotopes.....	139
3.3. Facies and small-scale sequences	140
3.4. Diagenesis and reservoir properties	140
3.5. Fischerplots.....	141
4. Results	142
4.1. Bio- and chronostratigraphic framework.....	142
4.2. Facies and small-scale sequences	147

4.3. Diagenesis and reservoir properties	157
4.4. Fischerplots and sedimentary evolution during the Late Cretaceous	161
5. Discussion	166
5.1. Signature of the small-scale sequences	166
5.2. High-frequency sedimentary dynamics	167
5.3. Limitations & perspectives.....	168
5.4. Sedimentary evolution during the Late Cretaceous.....	168
6. Conclusions.....	169
Chapitre 3 : Evolution sédimentaire de la Plateforme Apulienne durant le Campanien	
Supérieur – Maastrichtien	171
1. Introduction	173
2. Geological Context.....	173
3. Methodology.....	174
4. Results	175
4.1. Tectono-sedimentary features.....	175
4.2. Strontium isotopes.....	180
5. Interpretation and discussion.....	182
5.1. Depositional environment.....	182
5.2. Extension of the deformations.....	182
5.3. Age of the deposits	183
5.4. Regional significance	183

PARTIE 4: Evolution sédimentaire du Bassin Ionien durant le Crétacé Supérieur.....184

Chapitre 1 : Affleurements, successions et descriptions des dépôts gravitaires	185
1. Zone n°2 : Tragjas	186
1.1. Présentation de l’affleurement.....	186
1.2. Description des dépôts issus d’écoulements gravitaires	187
1.3. Description des dépôts issus de mouvements de masse	192
2. Zone n°3 : Piluri.....	193
2.1. Présentation de la zone d’étude.....	193
2.2. Description des dépôts issus d’écoulements gravitaires.....	195
2.3. Description des dépôts issus de mouvements de masse.....	198
3. Zone n°4 : Ksamil & Saranda.....	198
3.1. Présentation de la zone d’étude.....	198

3.2. Description des dépôts issus d'écoulement gravitaires	201
3.3. Description des dépôts issus de mouvements de masse.....	204
4. Zone n°5 : Le Mali Gjere.....	205
4.1. Présentation de la zone d'étude.....	205
4.2. Description des dépôts issus d'écoulements gravitaires.....	209
4.3. Description des dépôts issus de mouvements de masse.....	212
Chapitre 2 : Evolution sédimentaire du Bassin Ionien durant le Crétacé Supérieur.....	215
1. Introduction	217
2. Geological setting	218
3. Material and methods.....	220
3.1. Field investigation	220
3.2. Biostratigraphy	220
3.3. Strontium isotopes.....	220
4. Bio and chronostratigraphic results	221
4.1. Biostratigraphic analysis	221
4.2. Chronostratigraphic analysis	222
5. Sedimentary beds	223
5.1. Matrix-rich conglomerates (Facies B1, B2, and B3).....	224
5.2. Clasts-rich deposits (Facies B4, B5).....	226
5.3. Coarse-grained deposits (Facies B6, B7)	226
5.4. Large-scale laminated deposits (Facies B8, B9)	227
5.5. Laminated deposits (Facies B10, B11, B12).....	229
5.6. Fine-grained deposits (Facies B13 and B14).....	229
6. Slumps	232
6.1. Weakly deformed layers	232
6.2. Strongly deformed layers.....	233
7. Field log analysis.....	234
7.1. Ksamil and Tragjas sections	235
7.2. Piluri and Saranda sections.....	236
7.3. Zervati, Muzina and Vanister sections.....	237
8. Sedimentary evolution and model	238
8.1. Late Albian – Santonian.....	238
8.2. Santonian – Latest Campanian	239
8.3. Latest Campanian – Maastrichtian	242
9. Conclusions.....	243

PARTIE 5: Evolution de la marge Apulienne en Albanie dans son contexte péri-Adriatique au Crétacé Supérieur.....245

Chapitre 1 : Evolution tectono-sédimentaire de la marge Apulienne en Albanie.....	246
1. Corrélation plateforme-bassin	247
1.1. Eléments de paléogéographie dans la région au Crétacé Supérieur.....	247
1.2. Morphologie de la bordure de plateforme	248
1.3. Classification des faciès de plateforme et de bassin.....	248
1.4. Les intervalles repères	251
2. Evolution séquentielle du système carbonaté au Crétacé Supérieur	254
2.1. Super Séquence 1 : Cénomanién - Turonien	254
2.2. Super Séquence 2 : Turonien – Maastrichtien Inférieur.....	256
Chapitre 2 : Eléments de compréhension à l'échelle péri-Adriatique	259
1. Dynamique du système au Crétacé Supérieur	260
1.1. Cénomanién	260
1.2. Le Turonien	263
1.3. Coniacien-Santonien	265
1.4. Campanien.....	267
1.5. Maastrichtien.....	269
Chapitre 3 : Limites et perspectives	271
1. Structuration et délimitation tectonique des zones Apulienne et Ionienne	272
2. Compréhension de l'évolution sédimentaire de la marge Apulienne.....	273
3. Contrôle de la sédimentation.....	277
3.1. Le Bassin Ionien	277
3.2. La Plateforme Apulienne	284
4. Crises globales et sédimentation	284
5. Caractérisation diagénétique et réservoir.....	286

CONCLUSIONS.....287

Liste des figures

PARTIE 1

Figure 1.1: (A) Reconstitution paléogéographique de l'ensemble Téthysien au Jurassique Inférieur. La zone d'intérêt de cette étude est figurée dans le cadre jaune. Le développement du Jurassique au Crétacé du Bassin Ionien est indiqué en pointillés. Compilé d'après Degnan & Robertson (1998) et Robertson et al. (1991). (B) Modèle tectonique global au Jurassique Supérieur (Oxfordien) d'après Stampfli & Borel, 2002 avec l'emplacement de la zone représentée en (A) (cadre noir). Abréviations : Korabi P., Korabi – Pélagonien ; AdCP, Adriatic Carbonate Platform ; ApCP, Apulian Carbonate Platform; IB, Ionian Basin ; K, Kruja.....	11
Figure 1.2: Modèles alternatifs de l'évolution géodynamique des unités présentes en Albanie et de la mise en place des ophiolites : 1) Trias Supérieur, 2) Jurassique Moyen, 3) Jurassique Supérieur, 4) Eocène-Oligocène. Dans le premier cas (A) les ophiolites proviennent de la zone de Pinde-Mirdita alors que dans le second modèle (B) elle sont issues d'une mise en place dans la zone de Vardar (d'après Dilek et al., 2007).	13
Figure 1.3: Reconstitution paléogéographique de la région péri-Adriatique du Lias Moyen au Crétacé Supérieur. La zone d'étude est figurée par le cadre jaune. Abréviations : K, Kruja ; GT, Gavrovo-Tripolitza (modifié d'après Zappaterra, 1994).	15
Figure 1.4: Structuration tectonique régionale des Dinarides – Albanides – Hellénides – Taurides, d'Ouest en Est respectivement, soulignée par le trait bleu en pointillés (d'après Robertson & Shallo, 2000). L'Albanie est repérée par un rectangle jaune.....	17
Figure 1.5: Coupe géologique SO-NE de l'Adriatique obtenue à partir de données sismiques (Fantoni & Franciosi, 2009), modifiée par Harabian, 2014.	18
Figure 1.6: Interprétation structurale d'un profil sismique E-O passant par la zone de transfert Vlora-Elbasan. L'emplacement des principaux champs pétroliers et gaziers exploités est indiqué (d'après Roure et al. 1998, modifié par Vilasi , 2009).....	19
Figure 1.7: Carte litho-tectonique simplifiée de l'Albanie représentant les différentes zones litho-tectoniques. Les chevauchements et accidents tectoniques majeurs (Skoder-Peje et Vlora-Elbasan, en pointillés rouges) sont indiqués. Carte modifiée d'après Moisiu & Gurabardhi (2004) et Rubert et al. (2012).....	21
Figure 1.8: (A) Carte de l'Albanie avec les principaux champs pétroliers et gaziers, ainsi que quelques puits d'exploration profonds; (B) Litholog de la succession des Albanides externes avec les principales roches-mères, réservoirs et couvertures (modifié d'après Vilasi et al., 2009).	24
Figure 1.9: (A) Faciès carbonatés gravitaires (turbidites) constitués d'une partie inférieure à granulométrie grossière (CG, Coarse grained), largement imprégnée d'huile, et d'une partie supérieure à granulométrie fine (FG, Fine-grained) et faible porosité ; (B) Suintements à l'affleurement favorisés par la fracturation ; (C) et (D) Exemple de faciès turbiditiques associés à un développement de stylolites d'enfouissement (BPS) et tectonique (TS) (d'après Swennen, communication personnelle). 25	25
Figure 1.10: Facteurs de contrôle du développement des plateformes carbonatées, modifié d'après Jones & Desrochers, 1992.....	29
Figure 1.11: Formation d'une séquence de dépôt durant un cycle de variation du niveau marin. (A) Séquence asymétrique comportant un cortège transgressif (TD) peu épais et un dépôt de cortège de haut niveau marin épais (HD), (B) Séquence formée dans un milieu purement subtidal, et associée à une évolution verticale des faciès de dépôt, d'après Strasser et al. 1999.	31
Figure 1.12: Modèle de Ginsburg (1971), contrôle autocyclique de la sédimentation carbonatée.	35
Figure 1.13: Schématisation de plusieurs Fischerplots : (A) L'axe des abscisses représente le numéro des séquences considérées comme des intervalles temporels équivalents, (B) Représentation d'une succession incomplète par omission des séquences 3 & 4, (C) Représentation de la variabilité de la durée des séquences, (D) Représentation de la variabilité du taux de subsidence, d'après Boss & Rasmussen, 1995.....	36

Figure 1.14: Modèle de dépôt des plateformes ouvertes à rudistes du sud de l'Italie au Coniacien – Campanien Inférieur. Deux modèles sont distingués depuis l'environnement le plus interne (faible énergie) jusqu'au environnement plus externe (haute énergie), d'après Simone et al. (2003).	40
Figure 1.15: Carte géologique simplifiée de l'Ouest de l'Albanie et de la région des Pouilles et du Gargano en Italie (côté italien modifié d'après Borgomano, 2000).	43
Figure 1.16: Litholog simplifiée de la partie supérieure de la succession des « calcaires de Bari », modifié d'après Spalluto & Caffau (2010).	45
Figure 1.17: Succession de plateforme observée sur le promontoire du Gargano, formations de Masseria Quadronne et Lauriola (ou Altamura). Les deux discontinuités représentées sont celles du Turonien et de la limite Campanien Inférieur-Campanien Supérieur, modifié d'après Borgomano (2000).	46
Figure 1.18: Les principales séquences de dépôt observées sur le promontoire du Gargano, modifié d'après Borgomano (1987).	48
Figure 1.19: Représentation schématique de trois séquences de dépôt « type » identifiées dans les Murges (Albien-Cénomaniens), d'après Spalluto et al. (2012).	49
Figure 1.20: Carte géologique simplifiée de la Grèce occidentale. (A) Domaine Pelagonien, (B) Ophiolites, (C) Molasse Meso-hellénique, (D) Zone du Pinde, Italie Zone de Gavrovo-Tripolitza, (F) Zone Ionienne, (G) Néogène – Quaternaire, (H) Zone pre-Apulienne, d'après Karakitsios & Rigakis (2007).	51
Figure 1.21: Situation et lithologie des coupes de « la Route » et « l'escalier » ainsi que la biostratigraphie du Crétacé Supérieur et de l'Eocène de la Plateforme de Kruja, modifié d'après Heba et al. (2009). Abréviations : Lst., Limestones.	53
Figure 1.22: Schéma interprétatif des mouvements de masse et écoulements gravitaires sur la pente du Grand Banc des Bahamas, modifié d'après Piper et al. (1999).	56
Figure 1.23: Représentation schématique (en plan et en coupe) des structures d'extension, de décrochement, et de contraction générées dans un slump durant la phase de translation (a) et de cessation (b). D'après Alsop & Marco, 2011.	58
Figure 1.24: Classification des écoulements gravitaires, modifiée d'après Mulder & Alexander (2001).	60
Figure 1.25: Séquences de Bouma (1962), Stow & Shanmugam (1980) et Lowe (1982), d'après Shanmugam (2000).	61
Figure 1.26: Morphologie et profils de vitesse dans une bouffée turbide, d'après Pickering et al., 1989.	63
Figure 1.27: (A) Evolution latérale d'une débrite, d'après Krause & Oldershaw, 1979 et (B) Débrite au comportement cohésif confinée entre des écoulements turbulents. Les termes Tc & d et Te font référence aux termes de Bouma (1962), d'après Talling et al. (2012).	64
Figure 1.28: Modèle d'éventail sous-marin (fan) pour les systèmes silico-clastiques et distribution des faciès associés, d'après Walker (1975, 1978), modifié par Etienne (2012).	66
Figure 1.29: Modèles carbonatés de type Apron (A) et Base-of-slope apron (B) modifié d'après Mullins & Cook, 1986.	67
Figure 1.30: Carte bathymétrique au Nord-Est de Little Bahamas Bank, les géométries incisées de Gullies sont bien marquées à l'Est (Tournadour et al., 2015).	68
Figure 1.31: Enregistrement des dépôts carbonatés issus de la re-sédimentation dans un contexte de plateforme progradante, d'après Eberli (1991).	69
Figure 1.32: Schématisation de l'agencement stratigraphique des formations de plateforme et de pente dans le massif de la Maiella, modifié d'après Eberli et al., 1993. Abréviations : Fm., formation. 71	71
Figure 1.33: Carte géologique du promontoire du Gargano, modifiée d'après Hairabian (2014).	72
Figure 1.34: Synthèse stratigraphique du Crétacé dans les régions des Murges et du Gargano, d'après Borgomano et al. (2000).	74
Figure 1.35: Affleurement des dépôts carbonatés issus de re-sédimentation et datés du Maastrichtien à Monte Sant' Angelo (promontoire du Gargano), d'après Borgomano (2000).	75
Figure 1.36: Evolution paleogéographique du promontoire du Gargano au Crétacé Supérieur, d'après Borgomano (2000).	76

Figure 1.37: Tableau stratigraphique synthétique pour le Crétacé Supérieur dans les zones du massif de la Maiella, du promontoire de Gargano, des Murges et du Salento (de Gauche à droite et du Nord au Sud).....79

PARTIE 2

Figure 2.1: Carte géologique du Sud de l’Albanie modifiée d’après Moisiu & Gurabardhi (2004) avec la définition des zones étudiées et affleurements correspondants présentés dans les parties 3 et 4. Abréviations : T, Tragjas ; L, Llogara ; P, Piluri ; S, Saranda ; K, Ksamil ; V, Vanister ; M, Muzina ; Z, Zervati.....83

Figure 2.2: Découpage biostratigraphique de la coupe de Kanal. Numérisé, d’après Brahimi et al., 1992.....89

Figure 2.3: Cadre chronologique et biozonation pour le Crétacé Supérieur d’après Fleury (1980) modifié. (A) Ages géologiques, (B) Biozones du Crétacé Supérieur, (C) Foraminifères index, (D) Foraminifères associés. 91

Figure 2.4: Biostratigraphie de la succession Jurassique - Paléogène de Piluri, numérisé d’après Brahimi et al. (1992) et exemples de foraminifères planctoniques reconnus dans les sédiments gravitaires, d’après la phylogénie des genres planctoniques du Crétacé Supérieur (Caron, 1983)..... 94

Figure 2.5: Biostratigraphie de la succession Crétacé-Paléogène de Muzina, numérisé et modifié d’après Brahimi et al., (1987)..... 96

Figure 2.6: Exemples de l’apport de l’épifluorescence sur des faciès bioclastique (A) et stromatolitique (B) du Crétacé Supérieur (Coupe de Llogara). (A) Faciès bioclastique constitué de débris de rudistes et péloïdes en LN (A) et épifluorescence (B). En épifluorescence (B), la forme rhomboédrique qui se dégage de la matrice révèle une phase de dolomitisation; (C) et (D) Mise en évidence de la microporosité dans un faciès à laminations cryptalgaires (flèche bleue) et de la présence de fantômes de dolomie, attestant d’une phase de dolomitisation. 99

Figure 2.7: Représentation schématique du principe provoquant le processus de cathodoluminescence, d’après Boggs et al., 2001. 100

Figure 2.8: Exemples d’imagerie en cathodoluminescence sur des échantillons de calcaires néritiques du Crétacé Supérieur en Albanie. (A) & (B) microphotographies en lumière naturelle et cathodoluminescence respectivement d’un ciment en grande plage. Abréviations: N, Non ; B, Bright ; D, Dull. (C) et (D) microphotographies en lumière naturelle et cathodoluminescence respectivement d’un ciment sparitique hétérométrique. Les différentes phases de croissance cristalline sont visibles dans la partie luminescente. Abréviations: N, Non ; D, Dull. 102

Figure 2.9: Représentation schématique d’un microscope électronique à balayage. (1) canon à électron ; (2) diaphragme ; (3) système de condensateurs ; (4) bobines de déflexion reliées au boîtier de commande ; (5) lentille objectif ; (6) platine de support de l’échantillon ; (7) électrons secondaires; (8) rayons X ; (9) électrons retrodiffusés ; (10) traitement et formation de l’image. D’après Galaup, communication personnelle. 103

Figure 2.10: Classification de la taille des pores dans les roches carbonatées et méthodes de mesures associées, modifié d’après Luo & Machel, 1995, et mise en regard avec la classification de Cerepi et al. (2002). 107

Figure 2.11: Classification des microtextures micritiques, d’après Deville de Periere et al., 2011. 107

Figure 2.12: Lien entre les différentes techniques pétrographiques (MEB et épifluorescence) et la taille des pores obtenue avec le porosimètre à injection mercure. (A) Faciès constitué d’une matrice compacte affectée d’une stylolitisation (BPS) ; (B) Faciès micritique présentant de nombreux pores rhomboédriques issus d’une phase de dissolution de la dolomie, d’après G. Ghysels (2014). 108

Figure 2.13: Diagramme $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ représentant la signature isotopique pour une sélection de roches sédimentaires carbonatées et dolomitiques. Quelques facteurs de contrôle des compositions isotopique en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ sont présentés en bas et à droite du diagramme respectivement. SMOW =

Standard Mean Ocean Water, standard international utilisé pour les variations isotopiques de l'oxygène dans les océans. D'après Nelson & Smith (1996).	110
Figure 2.14: Variations du rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ durant le Phanérozoïque, modifié d'après McArthur & Howarth, 2004.	111
Figure 2.15: A) Variations du rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ du Crétacé Supérieur à l'actuel, d'après McArthur & Howarth, 2004 ; (B) Illustration d'une des limites associées à l'emploi du rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pour la datation, les âges « jumeaux », d'après McArthur et Howarth, 2004.	112

PARTIE 3

Figure 3.1: Carte géologique de la zone n°1, modifié d'après Moisiu & Gurabardhi (2004).	116
Figure 3.2: Cheminement suivi pour l'étude de la succession de Llogara (segments A-B à Q-R). Les dépôts les plus jeunes affleurent sur la côte, les niveaux S1, S2 et S3 correspondent aux slumps du Maastrichtien.	117
Figure 3.3: Log sédimentologique synthétique complet de la coupe de Llogara et sa légende associée. La représentation des faciès est simplifiée. La définition des paraséquences (ou « small-scale sequences », SQ est abordée dans le second chapitre). Cf. Annexe 1 Coupe détaillée, Log_Llogara pour la visualisation du log complet.	118
Figure 3.4: (A) Altération caractéristique des faciès microbréchiques présentant une teinte sombre accentuée par la karstification (B) Aspect bréchique et teinte grisâtre à la surface du banc.	120
Figure 3.5: (A) Faciès bioclastique originel (packstone à grainstone). Cimentation en scalénoèdres (flèche blanche) bordant une cavité issue d'une phase de dissolution, puis remplissage sédimentaire (flèche bleue) ; (B) Dissolution partielle d'un faciès mudstone à wackestone (flèche blanche), et recristallisation de l'espace poral par la calcite hétérométrique (flèche bleue).	120
Figure 3.6: (A) Mudstone à fenestrées à l'affleurement. Les fenestrées sont principalement développées à la base et suivent un alignement principalement horizontal ; (B) Fenestrées éparées dans une texture mudstone. L'aspect induré et la teinte grise à rosée permet de repérer ces faciès.	121
Figure 3.7: (A) [LPA] Faciès mudstone à fenestrées tabulaires, partiellement recristallisées par un ciment drusique (flèches blanches); (B) [LPA] Faciès wackestone à oôïdes (flèche bleue) et fenestrées tabulaires, entièrement cimentées par un ciment microcristallin isométrique (flèche blanche).	122
Figure 3.8: (A) Bindstone stromatolitique exposant une teinte grise et un aspect lité, mis en évidence entre deux faciès d'aspect crayeux et homogène, le crayon qui sert d'échelle mesure 15 cm ; (B) Détail d'une superposition de trois faciès distincts, de bas en haut : aspect crayeux et homogène d'un packstone à foraminifères benthiques – intervalle centimétrique d'un mudstone induré à fenestrées exposant une teinte rosée – bindstone stromatolitique révélant de nombreuses laminations cryptalgaires ; (C) A l'échelle de l'affleurement, le bindstone stromatolitique mis en évidence entre les deux lignes discontinues; (D) Bindstone stromatolitique entre deux faciès riches en rudistes.	123
Figure 3.9: (A) [LPA] Fragments bioclastiques sub-anguleux (flèche bleue) présentant une fabrique horizontale et une ségrégation granulométrique verticale. Les lamines microbiennes ont une teinte sombre; (B) [LPA] Fenestrée tabulaire en exposant une cimentation de bordure (flèche rouge). Les bioclastes sont intensément micritisés ; (C) [LPA] Faciès constitué de bioclastes et peloïdes (flèche verte), fenestrées horizontales (flèche rouge) et laminations microbiennes (flèche bleue) ; (D) [LN] Fragments bioclastiques et lamines microbiennes (flèche rouge) ; (E) [MEB] Cimentation calcitique drusique de l'espace poral (fenestrée ?) ; (F) [MEB] Exemple de micrite compacte (tight micrite).	124
Figure 3.10: (A) Wackestone à packstone partiellement laminé à l'affleurement. Notez l'organisation en strates décimétriques ; (B) Détail à l'affleurement, alternance de plages laminées révélées par des fenestrées horizontales et de plages constituées uniquement de mudstone.	125
Figure 3.11: (A) [LN] Laminations microbiennes (flèche verte) et plage entièrement dolomitisée (flèche bleue), puis re-micritisée ; (B) [LPA] Faciès mudstone affecté de figures de dissolution partiellement remplies d'un sédiment plus jeune (flèche verte) constitué de peloïdes et ostracodes (flèche rouge). Une cimentation en scalénoèdre (flèche blanche) est attestée sur la bordure de la cavité, ainsi qu'une	

cimentation drusique occluant totalement la porosité ; (C) [LN] Indices de dessiccations dans un faciès micritique laminé ; (D) [LPA] Tissus algaires (flèche bleue) dans un faciès micritique.....	126
Figure 3.12: (A) Faciès bioclastique de texture granulaire et abrasive. Le contact est franc avec le faciès sous-jacent; (B) Grainstone bioclastique associé à des stromatolites. Le contact franc avec le faciès sous-jacent est indiqué par une flèche.	127
Figure 3.13: (A) [LPA] Fragments bioclastiques (principalement rudistes, flèche rouge), cimentation en aiguille autour des grains (flèche bleue), dissolution préférentielle de certains éléments et cimentation drusique intragranulaire (flèche verte) ; (B) [LPA] Fragments bioclastiques (principalement rudistes, flèche bleue), quelques foraminifères benthiques, miliolidés (flèche verte), et dissolution préférentielle d'éléments, cimentés par un ciment drusique intragranulaire.	127
Figure 3.14: (A) Packstone à bivalves centimétriques à l'affleurement ; (B) Packstone à gastéropodes.	128
Figure 3.15: (A) [LPA] Faciès micritique affecté de figures de dissolution (gastéropode?) cimentées par un ciment drusique (flèche rouge) ; (B) [LPA] Lithoclastes micritisés. Un ciment en aiguilles est partiellement conservé, surimposé par un ciment en scalénoèdres (flèche verte) (C) [MEB] Rhomboèdres isométriques issus d'une phase de dolomitisation (flèche rouge) (D) [MEB] Détail de la texture micritique arrondie à sub-arrondie (flèche rouge), espace poral rhomboédrique, issu d'une phase de dolomitisation, cimentation calcitique (flèche verte).....	129
Figure 3.16: (A) Aspect à l'affleurement (fracturé, d'une couleur blanche homogène et d'aspect crayeux) du packstone à foraminifères benthiques ; (B) Positionnement du faciès packstone à foraminifères benthiques (entre les lignes rouges discontinues) au sein d'une paraséquence de plateforme (small-scale sequence). Les faciès plus indurés (grisâtres) sont constitués de dépôts bioclastiques et stromatolitiques.	130
Figure 3.17: (A) [LPA] Packstone à grainstone à <i>Cisalveolina fraasi</i> (flèche rouge) cimenté par une calcite drusique; (B) [LN] Packstone à foraminifères bisériés (flèche rouge) et péloïdes ; (C) [MEB] Texture micritique compacte (flèche rouge) et loges d'un foraminifère benthique (flèches vertes) ; (D) [MEB] Texture micritique anhédrale compacte (flèche rouge) associée à une cimentation sparitique (flèche verte).....	130
Figure 3.18: (A) Faciès à grandes chondrodontes (souligné avec les flèches blanches), le stylo entouré de rouge sert d'échelle ; (B) Faciès à nérinées.....	131
Figure 3.19: (A) Sections longitudinales et transversales de rudistes remaniés ; (B) Sections transversales de rudistes ; (C) Positionnement du faciès rudstone à rudistes (au dessus de la ligne rouge) au sein d'une paraséquence de plateforme. Les faciès grisâtres sont constitués de faciès stromatolitiques.	132
Figure 3.20: (A) Fragment grossier de rudiste (flèche bleue) et fragments millimétriques associés dans une matrice micritique ; (B) Détail de la structure alvéolaire d'un fragment de rudiste (flèche blanche).	133
Figure 3.21: (A) et (B) Cluster (ou bouquets) de rudistes à l'affleurement.	133
Figure 3.22: Geological context: (A) Mid-Late Liassic to Late Cretaceous facies map of the peri-Adriatic region, modified from Zappatera (1994) and Rubert et al. (2012); (B) Simplified geologic map of the study area, modified from Moisiu & Gurabarshi (2005). Section AB is shown in Figure D; (C) Simplified litho-tectonic map of Albania, with indication of study area (black star), modified from Zappatera et al. (1994) and Rubert et al. (2012); (D) Schematic cross-section of the thin-skinned fold and thrust belt with indication of contact between the Sazani zone and the Ionian zone, modified from Meço et al. (2000).....	138
Figure 3.23: Microphotographs of Upper Cretaceous fauna: (1) <i>Cayeuxia</i> sp.; (2) <i>Cuneolina</i> sp.; (3) <i>Nezzazata</i> sp.; (4) <i>Chrysalidina</i> <i>Gradata</i> ; (5) <i>Pseudorhapydionina</i> <i>dubia</i> ; (6) <i>Cisalveolina</i> <i>fraasi</i> ; (7) <i>Nezzazatinella</i> sp.; (8) <i>Scandonea</i> <i>Samnitica</i> ; (9) <i>Cuneolina</i> <i>pavonia</i> ; (10) <i>Pseudorhapydionina</i> sp. .	144
Figure 3.24: Simplified lithostratigraphy of the Llogara pass succession with associated biostratigraphy and depositional environments. Each identified SQ is mentioned next to the litholog, they are specifically described in the result part. Red squares indicate the result part. Red squares indicate the location of six intervals presented in Fig. 3.27. Biozones (CsB) as defined by Fleury (1980). Abbreviation: parvo. for parvovesicularifera.....	145

Figure 3.25: Legend for the studied stratigraphic succession. Abbreviations: Chond. for Chondrodonta.	150
Figure 3.26: Outcrop pictures: (A) Thin micro-brecciated interval showing basal erosive contact (arrows) (A1); (B) Stromatolitic bindstone at the outcrop (B1); (C) Chondrodonta rudstone at the outcrop (C2); (D) Rudist bearing layer (Rudstone) at the outcrop (C3); (E) Example of intertidal to subtidal SQs, facies are indicated. SB stands for sequence boundary.	151
Figure 3.27: Staking pattern and facies evolution of six intervals, respectively from the left to the right: SQ 7-17; SQ 139-146; SQ 224-231; SQ 239-242; SQ 373-382 and SQ 426-437. Stable isotopes ($\delta^{13}\text{C}$ & $\delta^{18}\text{O}$) are displayed for the corresponding SQ. Facies and SQ colors, textures, facies elements and sedimentary structures, diagnostic surfaces and reservoir properties charts legends are explained in figure 3.24.	155
Figure 3.28: (A) Proposed facies model during the Cenomanian-Turonian period with associated SQ (black squares); (B) Proposed facies model during the Coniacian-Campanian period with associated SQ (black squares). The orientations of both profiles are given according to paleogeographic reconstructions of the peri-Adriatic region (Zappaterra 1994). Note that SQ of type 4 is not represented on the profile since it corresponds to high-frequency/lower amplitude variations of the relative sea-level base, see text for explanations.	156
Figure 3.29: Petrographical observations: (A) Small (<100 μm), rhombohedral molds of dolomite scattered throughout the matrix; (B) Acicular calcite cement (AC, white arrow) rimming clasts and blocky, pore-filling calcite cement (BL, black arrow); (C) Blocky, pore-filling calcite cement (BL) with uniform dull luminescence, bright orange luminescent dolomite rhombs recrystallized to calcite and bright blue opaque mineral; (D) Dissolution vug partially filled with geopetal sediment infill and cemented with pore-filling, blocky calcite cement (BL).	159
Figure 3.30: Overview of average (ϕAVG), minimum (ϕMIN) and maximum (ϕMAX) porosity (in %) for each facies. Abbreviations: W, wackestone and P, Packstone.	160
Figure 3.31: nning Electron Microscopy images: (A) Porous micrite consisting of subrounded micrite particles. Also note mold of rhombohedral dolomite rhomb; (B) Tight micrite consisting of fused micrite particles.	160
Figure 3.32: Results of the stable $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ isotope analysis. Unaltered upper Cretaceous marine signature is plotted (dashed box) and main trends are indicated.	161
Figure 3.33: Fischerplots of the Llogara succession showing cumulative departure from mean SQ thickness as a function of SQ number. The histogram plot shows the thickness of each corresponding SQ and associated type of SQ. A) Color code for peritidal and peri- to subtidal SQ; B) Portion of Fischerplot (SQ 8-13) enlarged. Thin vertical blue lines are individual SQ thicknesses. Interpretative increase and decrease in accommodation is shown by thick line sloping up to the right and down to the right, respectively; C) Schematic increasing-decreasing trends suggested by SQ 1-232 and SQ 232-470; D) Representation of the short- and long-term eustatic curves and sequence boundaries of the European Basins (Hardenbol et al. 1998, modified). The stratigraphic chart is established from biostratigraphic analysis (Fig. 3.33). Red squares indicate intervals detailed in figure 3.36. Abbreviations: TST, transgressive system tract; HST, highstand system tract; MF, maximum flooding zone; SB, sequence boundary zone; MFS, maximum flooding surface; CON., Coniacian; SANT., Santonian.	163
Figure 3.34: Average sediment preservation rates calculated for the Upper Cretaceous succession of Llogara (rates are indicated in meters per 1000 years).	165
Figure 3.35: Geological context (A) Simplified geologic map of the study area, with location of the study area, modified from Moisiu & Gurabardhi (2004). (B) Simplified litho-tectonic map of Albania, with indication of the location of the Sazani Apulian zone, modified after Moisiu & Gurabardhi (2004) and Rubert et al. (2012).	174
Figure 3.36: Geological intervals of the Llogara pass succession and mapping of three slump levels in the Middle-Upper Campanian – Maastrichtian interval. Abbreviations: S, Slump; L., lower; U. upper.	176
Figure 3.37: Panorama of the uppermost part of the Llogara pass succession with indication of slumped and bedded deposits, tectonic features and key points (see text for explanations).	179

Figure 3.38: Stratigraphic log section of the studied succession with indication of facies types and samples. Abbreviations: Wst, wackestone; Pst, packstone; A, lithofacies association A; B, lithofacies association B..... 181

Table 3.1: tableau synthétique des faciès identifiés sur la coupe de Llogara avec les numéros tels qu'ils seront développés dans ce chapitre et leur environnement de dépôt associé.119

Table 3.2: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios and the corresponding numerical ages of the 19 carbonate samples from the Upper Cretaceous section of Llogara (with 2SD of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0,0014$). The ages are derived from the LOWESS look-up table (version 4:08/04; Howarth et al., 1997, McArthur et al., 2001). 146

Table 3.3: Facies identified at the Llogara pass succession with associated descriptions and interpretations..... 149

Table 3.4: Small-scale sequences types (SQ-types) identified at the Llogara pass succession with associated description and representation. Average thickness and frequency of each SQ-type are indicated. See text for explanations. Abbreviations: TS, transgressive surface; MF, maximum flooding zone; SB, sequence boundary ; Av. Th., average thickness; Freq., frequency. 153

Table 3.5: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios and the corresponding numerical ages of the 19 carbonate samples from the Upper Cretaceous section of Llogara (with 2SD of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0,0014$). The ages are derived from the LOWESS look-up table (version 4:08/04; Howarth et al., 1997, McArthur et al., 2001).180

PARTIE 4

Figure 4.1: Cartographie de la zone n°2, modifié d'après Moisiu & Gurabardhi (2004)..... 186

Figure 4.2: Représentation et classification des dépôts issus d'écoulements gravitaires pour le Bassin Ionien d'Albanie, utile pour chacune des coupes détaillée de ce chapitre. L'établissement de cette classification est précisé dans le second chapitre.188

Figure 4.3: (A) Log détaillé de la succession de Tragjas et (B) panorama associé présentant les principaux intervalles. Abréviations: CL, calcilutites, CR, calcarénites, CR, calcirudites, Ph.P, Phosphatic horizon 1 et 2. La légende des faciès est présentée en figure 4.2. 189

Figure 4.4: Faciès à l'affleurement à Tragjas, (A) Figure de déformation précoce liée à la compaction, écrasement des couches sous-jacentes par un debris-flow d'environ 10 m d'épaisseur ; (B) Debris flow constitué de pélagites et de silex grossiers (flèches), présence de débris bioclastiques; (C) Banc constitué d'une proportion importante de débris de rudistes incorporés dans une matrice boueuse; (D) Debris flow à éléments grossiers (silex) et éléments lithifiés issus de la plateforme carbonatée, absence de tri granulométrique..... 190

Figure 4.5: Microfaciès observés en lame mince, (A) Globotruncana linneiana (flèche) (B) Globotruncana stuartiformis (flèche), (C) Orbitoites, (D) Élément lithifié issu de la sédimentation de plateforme ; flèche bleue, foraminifère benthique bisérié ; flèche rouge, rhomboèdre issu d'une dolomitisation précoce ; flèche verte, boue micritique qui constitue la matrice du dépôt.191

Figure 4.6: Exemples de glissements syn-sédimentaires, slumps, (A) Vue d'ensemble de la succession présentant un niveau de slumps supérieur à 100 m. Notez les géométries anisopaques des bancs massifs (pointillés) ; (B) Détail de plissements dans un slump, notez l'aspect cohérent de la déformation et les plis à 90° (pointillés). 192

Figure 4.7: Cartographie de la zone n°3, modifié d'après Moisiu & Gurabardhi (2004)..... 193

Figure 4.8: Cartographie de la zone de Piluri et des unités identifiées dans la succession du Crétacé Supérieur. Quelques bancs (P8, P9, P13) et intervalles principaux sont indiqués (Ph. H1 & 2, S1, S2, S3), ils sont indiqués sur le log de la figure 4.9. Φ indique la position de failles mineures sur la zone d'étude. Abréviations : Ph. H, phosphatic horizon. 194

Figure 4.9: Faciès à l'affleurement à Piluri, (A) Superposition d'un dépôt de calcarénites granoclassées issues d'un écoulement turbide (à la base) et d'un dépôt de calcirudites issues d'un écoulement concentré, (B) Dépôt grossier constitué de calcirudites mal triées. Mélange de lithoclastes de plateforme dans une matrice boueuse. Certains débris de rudistes sont visibles en haut à gauche,

(C) Contraste lithologique entre (au milieu) un horizon calcarénitique présentant de nombreuses figures de déformations précoces (convolutes), et deux dépôts grossiers issus d'écoulements concentrés. Une stylolitisaiton marque la limite entre les deux lithologies, (D) Dépôt calcarénitique issu d'un écoulement turbulent. Des figures sédimentaires sont visibles, notamment un litage plan à la base et des mégarides vers le haut.	195
Figure 4.10: Microfaciès observés en lame mince (A) Siderolites en coupe axiale, (B) <i>Acarinina</i> sp. (Tertiaire).	196
Figure 4.11: (A) Log détaillé de la succession de Piluri avec indication des bancs (P1, P5 etc.) et intervalles (S1, S2, S3) majeurs ; (B) Panorama d'un affleurement de la zone de Piluri avec indication des bancs (P1, P5 etc.) et intervalles majeurs (S1, S2, S3).	197
Figure 4.12: Cartographie de la zone n°4, modifié d'après Moisiu & Gurabardhi (2004).	199
Figure 4.13: (A) Log détaillé de la succession de Ksamil avec indication des bancs (K1, K7, K22) et intervalles majeurs (Ph. H1, Ph. H2, S1, S2, S3); (B) Panorama de l'affleurement de Ksamil avec indication des bancs (K22) et intervalles majeurs (Ph. H1, Ph. H2, S1, S2, S3). Abréviations: Ph. H, phosphatic horizon.	200
Figure 4.14: (A) Log détaillé de la succession de Saranda avec indication des bancs (Sr1, Sr2) et intervalles (Ph. H1, Ph. H2, S1, S2, S3) majeurs ; (B) Panorama de l'affleurement de Ksamil avec indication des bancs (Sr1, Sr2) et intervalles majeurs (Ph. H1, Ph. H2, S1, S2, S3). Abréviations: Ph. H, phosphatic horizon.	200
Figure 4.15: Faciès à l'affleurement à Ksamil, (A) Conglomérat carbonaté (au dessus du berger) issu d'un écoulement hyperconcentré comportant de larges lithoclastes pluri-centimétriques (voir encadré en haut à droite), notez le caractère non-érosif de l'écoulement (flèches noires) ; (B) Partie inférieure constituée de bancs micritiques, silex stratiformes et intervalles d'argiles vertes, partie supérieure constituée d'un débris flow constitué de silex, lithoclastes et débris de rudistes; (C) Dépôt de type traction carpet exposant de nombreuses ségrégations granulométriques (flèches noires). Notez la granulométrie plus fine dans la partie supérieure du dépôt, formé par turbulence ; (D) Dépôts constitués de calcarénites et calcilutites, issus d'écoulements turbulents. La partie inférieure, calcarénitique, montre de nombreux cortèges de figures sédimentaires, notez les figures de déformation précoce de type load-cast (flèche noire) qui soulignent le contraste lithologique entre les deux bancs; (E) Succession métrique exposant plusieurs bancs fins à la base, essentiellement formés de pélagites et calcarénites issues de dépôts turbulents. La partie supérieure est constituée d'un dépôt plus grossier présentant des ségrégations granulométriques et des indices de fort hydrodynamisme.	202
Figure 4.16: Exemples de microfaciès à Saranda, (A) <i>Racemigumbelina fruticosa</i> , (B) Orbitoites et fragment d'inocérame (flèche).	204
Figure 4.17: Cartographie de la zone n°5, modifié d'après Moisiu & Gurabardhi (2004).	205
Figure 4. 18: (A) Log détaillé de la succession de Muzina avec indication des bancs (M1, M2, M3 etc.) et intervalles (S1, S2, S3) majeurs ; (B) Panorama de l'affleurement de Muzina avec indication des bancs (M1, M2, etc.) et intervalles majeurs (S1, S2, S3).	207
Figure 4.19: Log détaillé de la succession de Vanister avec indication des intervalles majeurs (S1, S2, S3); (B) Panorama de l'affleurement de Vanister avec indication des intervalles majeurs (S1, S2, S3).	207
Figure 4.20: Représentation de la variabilité latérale des dépôts issus d'écoulements gravitaires. Les bancs représentés sont localisés sur le panorama de Muzina (M1-M6), ils sont tous orientés de l'Ouest (à gauche) vers l'Est (à droite). Le mécanisme de transport sédimentaire dominant est indiqué pour chaque intervalle qui compose le banc. La distance entre chaque log est indiquée. Abréviations : CL, Calcilutites ; CC, Calcarénites ; CR, Calcirudites.	208
Figure 4.21: Cartographie des unités identifiées dans la succession du Crétacé Supérieur / Paléocène (zone n°5), Mali Gjere, et panoramas des vallées associées (A-H).	210
Figure 4.22: Faciès à l'affleurement à Muzina, (A) laminations planes, (B) figures de déformation précoce de type convolutes, et terme pélagique dans la partie supérieure, (C) litages entrecroisés de grande amplitude, (D) cortèges de rides chevauchantes in-drift et autres rides de courant unidirectionnel.	211

Figure 4.23: Exemple de mouvements de masse de type slump, (A) Structure de type piggy-back, (B) Succession présentant au moins 3 évènements distincts de déstabilisation (flèches noires) comportant pour chacun des caractéristiques spécifiques de déformation et séparés par de fins intervalles tabulaires, (C) Exemple de slumps successifs : notez l'intervalle tabulaire qui sépare les deux premiers slumps (flèche noire), ainsi que les caractéristiques de déformation différentes du troisième évènement (flèche noire haut), (D) Détail d'un pli syn-sédimentaire au sein d'un slump, (E) Illustration de l'aspect chaotique des slumps et de leurs caractéristiques non-érosives au sein des successions de pente.	213
Figure 4.24: Schéma représentatif de certains mouvements de masse de type slump, qui combinent plusieurs modes de déformation des bancs.....	214
Figure 4.25: (A) Middle-Late Liassic to Late Cretaceous facies map of the peri-Adriatic region, modified from Rubert et al. (2012) and Zappatera (1994). Abbreviations: K, Kruja Platform. (B) Simplified litho-tectonic map of Albania, with indication of the study area (rectangle), modified from Moisiu et al. (2005) and Rubert et al. (2012). (C) Location of the studied outcrops, projected on the geological map modified from Moisiu et al. (2005).....	219
Figure 4.26: Regional correlation connecting the outcrops of the Cika Belt in the West (Tragjas, Piluri, Saranda and Ksamil) and the Kurveleshi Belt in the East (Zervati, Muzina and Vanister). See figure 4.25 for outcrop locations. For each outcrop the litholog representation displays: i) the type of sedimentary bed (summarized at the bottom right) with associated granulometry (notice that for facies associations (FA) 5 and 6, thicknesses of the beds are not respected); ii) syn-sedimentary features, characterized with six individual patterns, see text for explanations; iii) coarsening and thickening upwards trends. Timing of deposition is presented to the left, based on biostratigraphy using pelagic foraminifera. Numerical ages obtained with chronostratigraphic analysis are directly reported in bold to the left side of lithologs. Data obtained in Dhuvjani (Table 4.1) can also be used in Muzina since the outcrops are 6 km apart from each other and display the same pattern of deformed and undeformed strata. Phosphatic-rich horizons 1 and 2 are represented for Zervati and Vanister outcrops since they are continuously reported in the Mali Gjere (figure 4.25C). For Piluri, Saranda and Muzina outcrops, observation is regularly hampered by vegetation on the two phosphatic-rich horizons. Notice the designation of the sediment packages given in the simplified succession to the right. Abbreviations: CEN., Cenomanian; TUR., Turonian; CON., Coniacian; S., Santonian; PAL., Paleocene; BIO., Biostratigraphy; CL, Calcilutites; CC, Calcarenites; CR, Calcirudites.; F.A., Facies associations; SIS, Strontium Isotope Stratigraphy.	225
Figure 4.27: Few examples of the facies recognized in the field, from top to bottom and left to right: Polygenic limeclasts (B1); Muddy debrites (B3), note encircled platform clasts and cherts. Dashed lines stand for crude laminations observed in the bed; Planar-laminated granular beds (B5), note the laminations (dashed lines) underlining the vertical-size segregation of particles; Muddy coarse-grained beds (B6), note the segregation into a basal, calcarenitic laminated part (dashed lines) and the poorly-graded upper part of the deposit. Thickness of the bed is about 1.5 meter; Calcarenitic-graded beds (B9), note the large scale laminations underlined by dashed lines, thickness of the bed is 45 centimeter; Bouma sequence (B11), with subdivisions characterized by specific sedimentary structures Ta, b, c, d, or Bouma terminology (1962), and the eastwards migration of ripples features; Truncated Bouma sequence (B12), note the sedimentary structures consisting in planar laminations (Tb term) and ripples-like features (Tc); Calcilutites-dominated beds (B13), note the laminations at the base (Td) and convolutes at the top (Te), thickness of the bed is 15 centimeter; Calcilutites beds and chert intercalations (B14), note the regular alternations of white hemipelagites, dark chert layers (arrows to the right) and green argillites (arrow to the left).	228
Figure 4.28: Identified small-scale gravity-flow sequences defined based on field investigations. Emplacement within the three-axis diagram related to the dominant transport processes. The grey bed under the sequences is undifferentiated. Notice the differences in vertical scales given in meters. ...	230
Figure 4.29: (A) Outcrop picture of the Grapsh valley (Muzina) with identified sediment intervals (bounded by dashed lines) mentioned in the text and in figure 4.26; (B) Outcrop picture of the Grapsh valley (Muzina) with identified sediment intervals (bounded by dashed lines) mentioned in the text and in figure 4.26.	231

Figure 4.30:(A) Example of stacking of different patterns in the Muzina succession, numbers 2 and 3 refer to slumped units 2 and 3 respectively, deformation patterns (P0 to P6) are mentioned for each interval. Note the well-bedded pattern in the lower part of the picture (P0, arrow to the right), and discontinuous limbs (P6, arrow to the left) in an overall disturbed pattern with rare discontinuous limbs. P0, P1 and P2 show an increasing deformation and destruction of the bedding upwards, broadly documented for P4. Pillar structures are indicated by small white arrows. Weakly deformed layers are present above the slumped unit 3; (B) Syn-sedimentary folding (slump) in the Upper Cretaceous succession (Tragjas outcrop), illustration of the pattern 3 (P3). Note the consistency of the bedding attesting a coherent type of syn-sedimentary deformation, see text for explanations (C); Syn-sedimentary deformations attested by a chaotic layout showing heavy contorted sediment packages, folds and discontinuous limbs, illustration of the pattern 5 (P5).233

Figure 4.31: Possible paleogeographical evolution of the western part of the Ionian Basin during the Upper Cretaceous. Abbreviations: T, Tragjas; P, Piluri; S, Saranda; K, Ksamil; V, Vanister ; M, Muzina ; Z, Zervati ; FA, Facies association ; km, kilometer; m, meter. 240

Table 4.1: $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios and the corresponding numerical ages of the 18 carbonate samples from the Upper Cretaceous sections of Saranda, Vanister and Dhuvjani (with standard deviation for $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} < 0,0002$; $2\text{SD of }^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0,00007$). The ages are derived from the LOWESS look-up table (version 4:08/04; Howarth et al., 1997; Mc Arthur et al., 2001). Abbreviation: K/P; Cretaceous / Paleocene limit.....223

PARTIE 5

Figure 5.1: Eléments de corrélation Plateforme – Bassin. Les échelles pour la succession de plateforme et celles de bassin sont différentes. Abréviations : SS1, Super Séquence 1 ; L, Llogara ; T, Tragjas ; P, Piluri ; S, Saranda ; K, Ksamil ; Z, Zervati ; M, Muzina ; Z, Zervati.253

Figure 5.2: Représentation paléogéographique de la marge Apulienne au Cénomanién. Les faciès de dépôts sont représentés depuis les plus externes (Bassin) vers les plus internes (continental émergésif).262

Figure 5.3: Représentation paléogéographique de la marge Apulienne au Turonien. Les faciès de dépôts sont représentés depuis les plus externes (Bassin) vers les plus internes (continental émergésif).264

Figure 5.4: Représentation paléogéographique de la marge Apulienne au Coniacien - Santonien. Les faciès de dépôts sont représentés depuis les plus externes (Bassin) vers les plus internes (continental émergésif).....266

Figure 5.5: Représentation paléogéographique de la marge Apulienne au Campanien. Les faciès de dépôts sont représentés depuis les plus externes (Bassin) vers les plus internes (continental émergésif). 268

Figure 5.6: Représentation paléogéographique de la marge Apulienne au Maastrichtien. Les faciès de dépôts sont représentés depuis les plus externes (Bassin) vers les plus internes (continental émergésif).270

Figure 5.7: Zone de Sheper et Kelcyra.....274

Figure 5.8: Détail d'un affleurement révélant une texture grainstone formée de débris bioclastiques. Les larges laminations attestent d'un hydrodynamisme prononcé. Plage de Grama, Péninsule de Karaburuni. L'affleurement fait une dizaine de mètres de bas en haut.276

Figure 5.9: Série d'épaisseur des dépôts gravitaires de la série de Muzina. A. Série brute (en noir) avec tendance générale (en rouge) calculée par filtre passe-bas de Taner (2003) avec une fréquence de coupure de 1.172×10^{-2} cycles/banc. B. Série d'épaisseur des bancs après soustraction de la tendance générale.278

Figure 5.10: Spectres de la série épaisseur des dépôts gravitaires avant et après élimination de la tendance générale. A. Spectre avant élimination de la tendance générale (en gris : zone éliminée par le filtre passe-bas). B. Même spectre qu'en (A) zoomé sur les faibles puissances (en gris : zone éliminée par le filtre passe-bas). C. Spectre de la série après élimination de la tendance générale.....	279
Figure 5.11: Spectre 2π -MTM de la série des épaisseurs de dépôts gravitaires de la succession de Muzina. Les périodes sont indiquées en nombre de bancs. BW : BandWidth : correspond à la marge d'erreur sur le calcul des fréquences.....	280
Figure 5.12: Filtrage du cycle de 16 bancs (fréquence de coupure : $7,422 \times 10^{-2}$ cycles/banc). A. Filtre mis en regard du numéro de banc. B. Filtre mis en regard du niveau stratigraphique. C. Log de Muzina. D. Filtre mis en regard des âges obtenus à partir des isotopes du strontium.	280
Figure 5.13: Analyses spectrales du signal des épaisseurs de dépôts gravitaires sous le slump n°1 mises en regard avec l'âge estimé des sédiments. A. Filtre passe-bas du cycle de 1,5 Ma (fréquence de coupure : $9,993 \times 10^{-1}$ cycles/Ma). B. Spectre 2π -MTM de la série mise en regard sur l'âge des sédiments. Les périodes significatives sont indiquées en millions d'années. C. Spectrogramme de la série mise en regard avec l'âge des sédiments. Les périodes significatives sont exprimées en millions d'années.	281
Figure 5.14: Illustration de l'incertitude existante sur l'épaisseur de dépôts resédimentés entre deux données chronostratigraphiques, ici l'exemple pour le Campanien (Coupe de Muzina).	283

Table 5.1: Synthèse des éléments stratigraphiques, d'épaisseurs et de faciès attachés aux 8 successions étudiées, respectivement de l'Ouest vers l'Est, l'unité de Sazani, le front de Cika et celui de Kurveleshi. Abréviations : FA, facies association ; m, meters ; SQ, small-scale sequence.	250
---	-----

INTRODUCTION

Contexte scientifique

La précipitation carbonatée marine en milieu tropical est liée à des environnements peu profonds, dits néritiques, où de bonnes conditions d'oxygénation et de luminosité favorisent un développement biotique intense. Les sédiments carbonatés issus de cette production *in-situ* constituent un large éventail d'éléments de natures, de formes, et de tailles différentes, agencés en textures spécifiques qui renvoient à leur environnement de dépôt. Dans des contextes particuliers, cette accumulation sédimentaire carbonatée peut former d'immenses ensembles de plusieurs centaines à milliers de kilomètres d'extension. L'intérêt scientifique porté depuis plusieurs décennies au développement des plateformes carbonatées tropicales s'explique par la complexité des facteurs de contrôle de la sédimentation, qui voient une influence de la tectonique, du climat, de l'eustatisme, de l'hydrodynamisme ou de la morphologie sur le développement biotique. La sensibilité des environnements néritiques aux modifications du milieu permet la conservation d'excellentes archives des conditions de sédimentation contemporaines du dépôt (Read, 1982 ; Walker, 1984 ; Harris, 1985 ; Tucker et al., 1990 ; Burchette & Wright, 1992 ; Bosence, 2005 ; Schlager, 2005).

Les plateformes carbonatées ne sont pas seulement des environnements enclins à accumuler du sédiment, mais aussi de prolifiques « usines » à carbonates qui produisent davantage que ce qu'elles ne peuvent stocker. Les sédiments en excès sont transférés vers le bassin profond adjacent par le biais de processus gravitaires sous-marins (Droxler & Schlager, 1985 ; Schlager, 1991). Ces derniers regroupent l'ensemble des mécanismes impliqués dans le transport des particules sédimentaires depuis les domaines marginaux jusqu'aux domaines marins profonds (Hampton, 1972 ; Middleton & Hampton, 1973). Ils s'organisent suivant un continuum longitudinal depuis des glissements de masse et *debris flow* dans les domaines marginaux, puis vers l'aval en courants de densité turbulents, par perte de charge et incorporation d'eau (Piper et al., 1999 ; Mulder & Alexander, 2001 ; Talling et al., 2012). Les dépôts issus de ces processus gravitaires forment d'importantes accumulations en marge des plateformes carbonatées. Le bénéfice porté à la compréhension de leur organisation spatiale est lié à la compréhension du fonctionnement des marges carbonatées et de leur évolution, ainsi qu'à l'intérêt économique de ces successions gravitaires, qui forment dans certains cas d'excellents réservoirs pétrolifères (Mullins & Cook, 1986 ; Roure et al., 1998 ; Swennen et al., 2000 ; Karakitsios, 2013).

Contexte régional

Plateformes carbonatées et bassins adjacents ont une empreinte considérable sur la paléogéographie de la région péri-Adriatique téthysienne au Crétacé Supérieur. La

INTRODUCTION

sédimentation carbonatée est exclusive, exempte de tout transfert silico-clastique (Channell et al., 1979 ; Dercourt et al., 1986 ; Zappaterra, 1994). Le *foreland* Apulien, dans la région des Pouilles (Italie méridionale) est issu de la déformation orogénique Plio-Pléistocène des chaînes des Apennins à l'Ouest et Dinarique – Hellénique à l'Est (Croatie – Albanie – Grèce). Il expose les affleurements de la Plateforme Apulienne et du Bassin Ionien adjacent. Ceux-ci ont bénéficiés d'investigations approfondies dans le Salento, les Murges, le promontoire du Gargano ou le massif de la Maiella (Italie), révélant les caractéristiques de sédimentation et de re-sédimentation associée de la marge Apulienne au Crétacé Supérieur (Luperto-Sinni & Masse, 1986 ; Borgomano, 1987; Luperto-Sinni & Borgomano, 1989 ; Graziano, 2000, 2001). Les résultats de ces travaux montrent une forte aggradation de la plateforme indiquée par la mise en place de paraséquences métriques à caractère émerusif. Cette sédimentation monotone est ponctuée d'évènements émerusifs prolongés, reconnus notamment au Turonien et au Campanien Moyen. La resédimentation de pente d'origine tectonique est liée à la bordure de plateforme (escarpement) ainsi qu'à l'activité de failles régionales (Mattinata). La progradation des dépôts bioclastiques de talus est en revanche imputée à la production carbonatée de plateforme, avec notamment le développement de biostromes à rudistes (Borgomano, 2000 ; Spalluto & Caffau, 2010 ; Spalluto, 2012 ; Hairabian et al., 2015).

L'étude du prolongement de la marge Apulienne au Sud-Est a bénéficié d'une moindre attention. En Albanie, une épaisse unité constituée de dépôts de plateforme datés du Crétacé Supérieur est attestée, en contact chevauchant avec l'unité analogue dans le Bassin Ionien. Les études menées sur les dépôts gravitaires de la succession de bassin ont révélé un large éventail de faciès et une évolution contrastée au Crétacé Supérieur, mais les relations avec la sédimentation de plateforme restent méconnues (Meço et al., 2000 ; Robertson & Shallo, 2000 ; Dewever et al., 2007 ; Rubert et al., 2012).

Objectifs de l'étude

Dans une approche intégrée, ce travail a pour objectif principal de comprendre les relations entre la sédimentation carbonatée de la Plateforme Apulienne et la re-sédimentation gravitaire du Bassin Ionien, au Sud-Ouest de l'Albanie, et enfin de comparer les résultats à l'échelle régionale avec les travaux effectués sur la marge Apulienne, établis du côté italien. Les axes de recherche attachés à ces travaux de thèse s'organisent selon trois grands axes:

(1) *La caractérisation sédimentaire, diagénétique et pétrophysique de la succession de plateforme du Crétacé Supérieur sur l'affleurement Apulien de la Peninsule de Karaburun.*

INTRODUCTION

L'absence de données publiées pour la succession Apulienne d'Albanie nécessite l'acquisition de plusieurs types de données. Le faciès sédimentaire forme l'échelle fondamentale de l'étude de la succession apulienne. Il permet d'identifier les caractéristiques biotiques et abiotiques dans une fenêtre temporelle restreinte, et sert d'élément de base pour l'identification de motifs d'empilement qui traduisent la dynamique de la sédimentation. Les observations précises de terrain constituent l'essence de cette étude faciologique. Elles sont en lien étroit avec des techniques d'analyses de microscopie, de pétrophysique et d'isotopie, qui visent à préciser les processus sédimentaires et diagénétiques associés. A l'échelle de l'étage géologique (Crétacé Supérieur) une étude couplant des techniques bio- et chronostratigraphiques (isotopes du Strontium) est employée, visant à préciser le découpage temporel existant. Ces investigations cherchent à établir l'évolution sédimentaire de la Plateforme Apulienne dans cette région de l'Adriatique, en dégagant la nature, les tendances et les événements de sédimentation au Crétacé Supérieur.

(2) La compréhension de l'organisation des dépôts carbonatés gravitaires le long de la marge Apulienne.

L'intérêt pétrolier reconnu depuis les années 60 en Albanie a participé à l'attrait plus prononcé pour la série gravitaire du Bassin Ionien (Van Geet et al., 2002 ; Vilasi, 2009 ; Rubert et al., 2012). Les données restent incomplètes en ce qui concerne l'architecture, l'organisation spatiale et la variabilité faciologique des dépôts le long de la marge apulienne. Cette étude doit permettre une investigation de détail des objets gravitaires de la succession du Crétacé Supérieur sur différentes zones et affleurements du Bassin Ionien. Associée à un contrôle biostratigraphique, elle vise à séquencer l'évolution de la re-sédimentation dans le Bassin Ionien. D'autre part, la chronostratigraphie isotopique du Strontium est employée en vue d'améliorer le cadre chronologique de la succession, et de dater précisément plusieurs niveaux proéminents de déformation syn-sédimentaires de type *slump*, mis en évidence par les travaux antérieurs (Rubert et al., 2012). Il s'agit à l'échelle du bassin de comprendre l'architecture et l'extension de ces niveaux, ainsi que les facteurs contrôlant leur mise en place.

(3) La compréhension des facteurs de contrôle qui commandent le transfert sédimentaire de la plateforme vers le bassin.

La compartimentation des travaux sur la plateforme carbonatée et dans le bassin adjacent, ainsi que l'étude des mécanismes très différenciés de sédimentation et re-sédimentation ne doit pas faire oublier qu'il s'agit d'un seul et même système. Les deux premiers axes de recherche doivent permettre de dégager des éléments de corrélation physiques ou séquentiels entre les deux domaines. Ces éléments sont employés pour proposer un schéma évolutif

INTRODUCTION

tectono-sédimentaire de la marge carbonatée Apulienne en Albanie, et évaluer l'influence des facteurs de contrôle (eustatique, tectonique, climatique, morphologique) s'exerçant sur le développement de la marge au Crétacé Supérieur. Les résultats de cette étude seront intégrés dans un cadre plus large, à l'échelle de la région péri-Adriatique. Par conséquent, l'objectif ultime de ces travaux consiste à comparer et associer les résultats du système carbonaté albanais du Crétacé Supérieur aux nombreux éléments de recherche connus du côté italien, ceci afin de proposer un schéma évolutif tectono-sédimentaire spatialisé de la marge apulienne.

Organisation de la thèse

Le présent manuscrit est organisé en cinq parties, chacune subdivisées en plusieurs chapitres.

La première partie présente le contexte scientifique de l'étude, elle est organisée en trois chapitres focalisés respectivement sur 1) le contexte géographique et géologique de l'étude, 2) la sédimentation carbonatée de plateforme et 3) la re-sédimentation carbonatée de bassin. Les chapitres 2 et 3 sont construits de manière similaire, synthétisant les processus responsables de l'accumulation carbonatée dans un premier temps, et l'illustrant par l'exemple de la région péri-Adriatique dans un second temps.

La seconde partie présente les méthodes utilisées dans le cadre de ce travail. Les investigations de terrain servent de base à l'ensemble des techniques employées sur les échantillons, elles sont décrites dans le premier chapitre. Les méthodes utilisées pour l'étude biostratigraphique, les analyses pétrographiques (microscopie optique et à fluorescence, cathodoluminescence, microscopie électronique à balayage) et les analyses pétrophysiques / géochimiques sont respectivement traitées dans les chapitres 2, 3 et 4.

La troisième partie concentre l'ensemble des résultats obtenus pour l'étude de l'affleurement de plateforme, sur la péninsule de Karaburuni. Trois chapitres distincts sont formés : 1) le premier a pour intérêt d'illustrer l'ensemble des faciès reconnus en domaine de plateforme et tente de respecter une approche purement descriptive ; 2) Le second chapitre présente l'intégralité d'un manuscrit soumis au journal *Faciès Springer*, qui expose l'évolution sédimentaire de la Plateforme Apulienne en Albanie pendant la période Cénomanién – Campanien ; 3) le troisième et dernier chapitre s'intéresse aux destabilisations syn-sédimentaires identifiés dans la partie supérieure de la succession carbonatée (Maastrichtien). Il est formé par un article en cours d'élaboration.

La quatrième partie est construite de manière similaire à la précédente mais est consacrée au Bassin Ionien. Un premier chapitre réunit les éléments descriptifs, par affleurement, de la

INTRODUCTION

succession issue de processus de re-sédimentation gravitaires au Crétacé Supérieur. Ces éléments comprennent une description de la zone d'étude et des caractéristiques des objets sédimentaires issus d'écoulements gravitaires et de mouvements de masse. Le second chapitre présente l'intégralité d'un article publié dans *Sedimentary Geology* et intitulé: *Contribution to the understanding of the Ionian Basin sedimentary evolution along the eastern edge of Apulia during the Late Cretaceous in Albania*.

La cinquième et dernière partie s'inscrit dans une volonté de synthèse, d'intégration, et de mise en évidence des limites et des perspectives de l'étude. Trois chapitres sont formés : 1) le premier propose un schéma d'évolution tectono-sédimentaire du système de transition entre Plateforme Apulienne et Bassin Ionien en Albanie, avec les facteurs de contrôle associés ; 2) le second chapitre établit de manière inédite l'évolution paléogéographique de la marge Apulienne au Crétacé Supérieur, en intégrant les résultats de ce travail sur l'Albanie ; 3) le troisième et dernier chapitre se concentre sur les éléments limitants de l'étude, ainsi que les nombreuses perspectives de recherche attachées à la succession carbonatée du Crétacé Supérieur en Albanie.

Partie 1

-

Contexte scientifique

Cette première partie est organisée en trois chapitres. Le premier aborde les contextes géodynamique, structural, stratigraphique et pétrolier du domaine péri-Adriatique. Il définit le cadre régional dans lequel s'inscrit l'étude tectono-sédimentaire de la marge Apulienne en Albanie. Les deux chapitres qui suivent sont organisés de manière similaire. Le premier s'attache à décrire la sédimentation de plateforme carbonatée, tandis que le second s'intéresse à la re-sédimentation en domaine de pente et de bassin profond. Chaque fois, une première section aborde les notions fondamentales sur lesquelles s'appuie notre étude. Elle s'efforce de faire référence aux travaux majeurs du domaine, et d'introduire la terminologie nécessaire à la description des résultats développés dans les parties 3 à 5. La deuxième section de chaque chapitre s'intéresse à l'enregistrement sédimentaire de la région péri-Adriatique, avec un intérêt particulier pour les formations du Crétacé Supérieur décrites sur la marge apulienne.

Chapitre 1 : Contexte géographique et géologique

L'évolution géodynamique de l'Albanie est liée à l'évolution de la néo-Téthys dans sa partie centrale et occidentale (Robertson & Shallo, 2000), qui correspond aujourd'hui à la région péri-Adriatique (Zappaterra, 1994). La nature et le style des déformations tectoniques dans cette région sont profondément influencés par le bloc lithosphérique d'Adria (ou d'Apulie) alternativement considéré comme un promontoire de la plaque Africaine (McKenzie, 1972 ; Channell et al., 1979 ; D'Argenio & Horvath, 1984) ou comme une microplaque indépendante (Dercourt et al., 1986 ; Anderson & Jackson, 1987).

L'objectif de ce chapitre consiste à synthétiser l'évolution géodynamique de la région, présentée dans une première section, afin de mieux intégrer les traits structuraux et lithostratigraphique qui définissent la géologie de l'Albanie. Ces caractéristiques sont exposées dans les sections 2 & 3, et permette d'intégrer la distribution des séquences de dépôt à l'échelle du pays et de la région. La distribution des ressources fossiles constitue un enjeu régional important, elle est l'objet de la quatrième section de ce chapitre.

Plus à l'Est l'accrétion océanique est attestée dès le Trias Supérieur - Jurassique Inférieur (Fig. 1.1; Degnan & Robertson, 1998). Elle est initiée par le rifting entre les unités liées à la marge apulienne à l'Ouest (ou Mega-plateforme Sud Tethysienne, STM; Vlahović et al., 2005), et l'ensemble Korabi-Pélagonien à l'Est (Fig. 1.1 & 1.2; Robertson & Shallo, 2000). L'évidence d'une ouverture océanique entre ces deux ensembles au Jurassique repose sur la présence de deux types distincts d'ophiolites (type occidental et oriental). Leur contexte de mise en place dans la zone de Pinde-Mirdita est encore débattu, entre phase de rifting et de subduction intra-océanique (Fig. 1.2; Robertson & Shallo, 2000; Dilek et al., 2007).

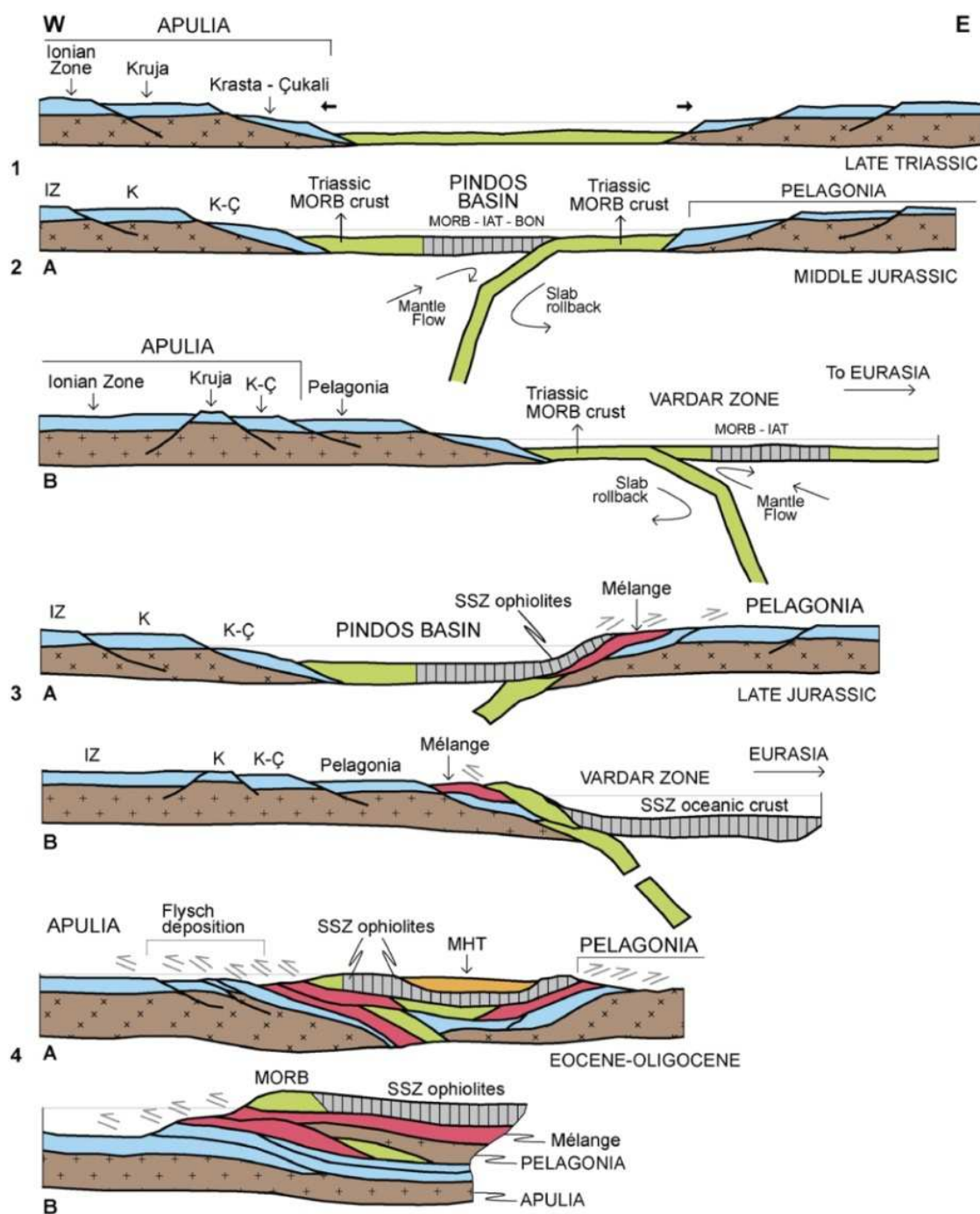


Figure 1.2: Modèles alternatifs de l'évolution géodynamique des unités présentes en Albanie et de la mise en place des ophiolites : 1) Trias Supérieur, 2) Jurassique Moyen, 3) Jurassique Supérieur, 4) Eocène-Oligocène. Dans le premier cas (A) les ophiolites proviennent de la zone de Pinde-Mirdita alors que dans le second modèle (B) elle sont issues d'une mise en place dans la zone de Vardar (d'après Dilek et al., 2007).

Les auteurs s'accordent sur la mise en place des ophiolites sur la marge continentale (obduction) au Jurassique Supérieur - Crétacé Inférieur (Fig. 1.2 ; Robertson et Shallo, 2000 ; Stampfli et al., 2002; Dilek et al., 2007). L'influence de ces évènements majeurs en domaine central néo-Téthysien est toujours peu comprise dans le domaine plus occidental (Fig. 1.2 ; Marge Apulienne).

Dans le domaine Apulien, l'individualisation de plateformes carbonatées et bassins profonds est attribuée au Lias et se poursuit jusqu'au Crétacé Supérieur (Fig. 1.1 & 1.3; Zappaterra, 1994 ; Picha, 2002). Karakitsios (2013) distingue une phase de syn-rift (Pliensbachian-Tithonian) et une phase post-rift (Berriasian-Maastrichtian). De cette réorganisation paléogéographique résulte la mise en place d'un archipel analogue à celui actuel des Bahamas avec un ensemble de plateformes peu profondes isolées séparées par des bassins profonds (Fig. 1.3 ; Eberli et al., 1993 ; Zappaterra, 1994). D'Ouest en Est, on distingue dans la région péri-Adriatique, la plateforme Apennine, les bassins de Molise et du Lagonegro, la Plateforme Apulienne, le Bassin Ionien et la plateforme Adriatique qui se prolonge au sud par la plateforme de Kruja-Gavrovo.

Le présent manuscrit s'intéresse particulièrement à l'évolution de la sédimentation durant le Crétacé Supérieur sur les trois entités paléogéographiques suivantes : Plateforme carbonatée Apulienne, Bassin Ionien et dans une moindre mesure la Plateforme carbonatée de Kruja (Fig. 1.3).

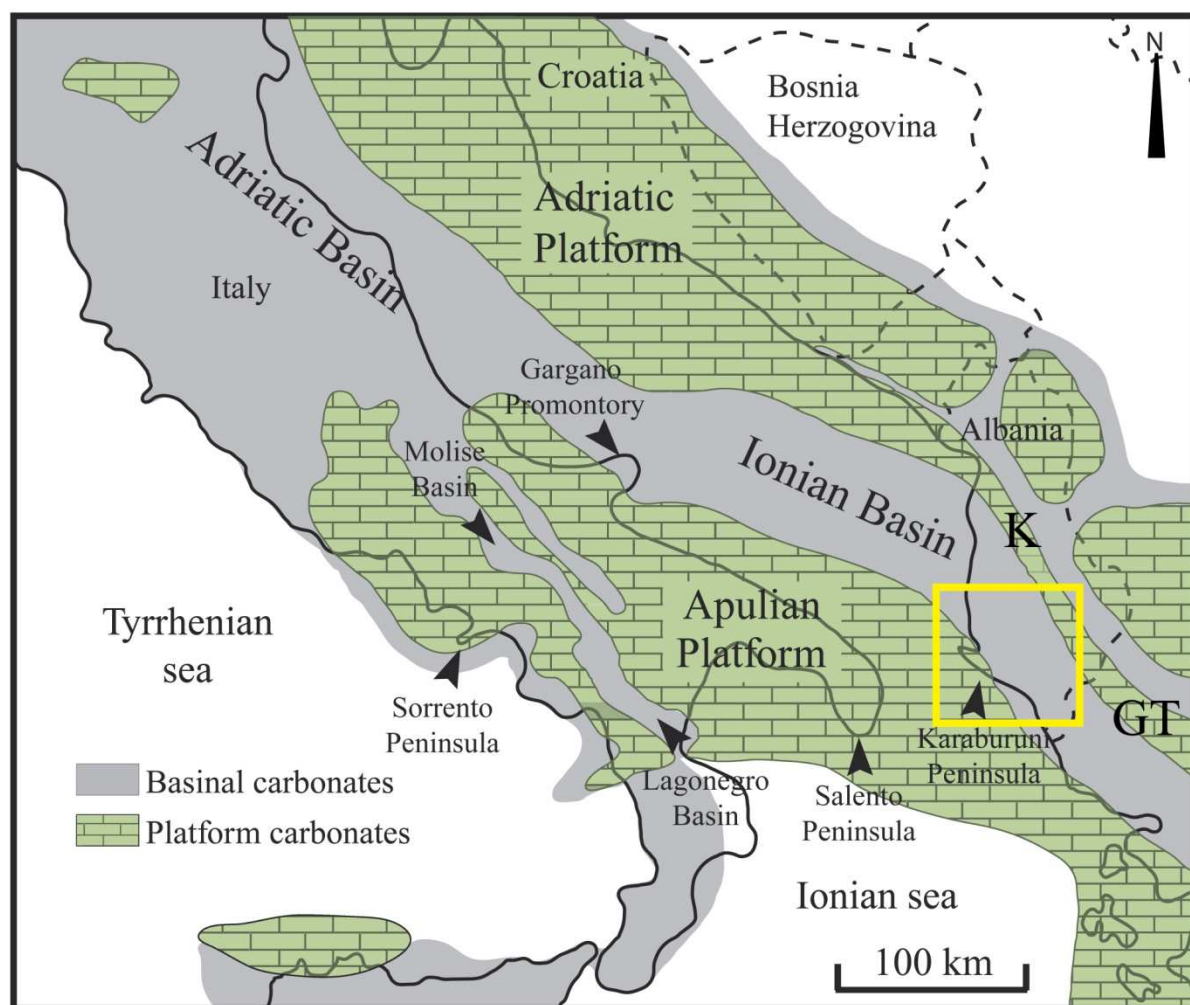


Figure 1.3: Reconstitution paléogéographique de la région péri-Adriatique du Lias Moyen au Crétacé Supérieur. La zone d'étude est figurée par le cadre jaune. Abréviations : K, Kruja ; GT, Gavrovo-Tripolitza (modifié d'après Zappaterra, 1994).

La transition d'un régime de marge passive vers un régime de marge active dans la région est discutée, et s'opère vraisemblablement entre le Crétacé Supérieur et le Paléogène, de manière plus précoce à l'Est (Fig. 1.2; Robertson & Shallo, 2000 ; Picha, 2002). Les mouvements convergents Afrique-Eurasie au début du Tertiaire entraînent une fermeture de l'Océan Téthysien vers la fin du Crétacé (Picha, 2002). La migration du front de chevauchement vers l'Ouest (Robertson & Shallo, 2000; Meço et al., 2000) entraîne une série de mouvements flexuraux (foredeep) responsable de l'accumulation de séries de flysch syn-sédimentaires.

2. Contexte structural

La structuration actuelle de la région (Fig. 1.4) est héritée des différentes phases de déformation affectant les séries sédimentaires durant l'Orogénèse Alpine depuis l'Eocène Supérieur jusqu'au Pliocène-Holocène (Doglioni & Bosellini, 1987 ; Picha, 2002). A l'Ouest, côté italien, le *foreland* apulien présente une physiographie antiforme de direction NO-SE (Fig. 1.5). Les accidents structuraux sont principalement de deux types. Les failles d'orientation NO-SE sont héritées du régime extensif au Mésozoïque. Elles sont réactivées lors d'une phase de compression Plio-Holocène contemporaine de l'empilement des nappes chevauchantes et de l'épaississement crustal (Picha, 2002). Les failles d'orientation E-O forment un réseau de failles décrochantes dextres en « queue de cheval » d'extension régionale (Tremi, Mattinata, Bari et Monopoly notamment; Richetti et al., 1988 ; Morelli, 2002 ; Fantoni & Franciosi, 2009 ; Caldarelli & Markinson, 2013). Elles sont interprétées comme une réponse tectonique à la collision Europe-Apulie (Picha, 2002).

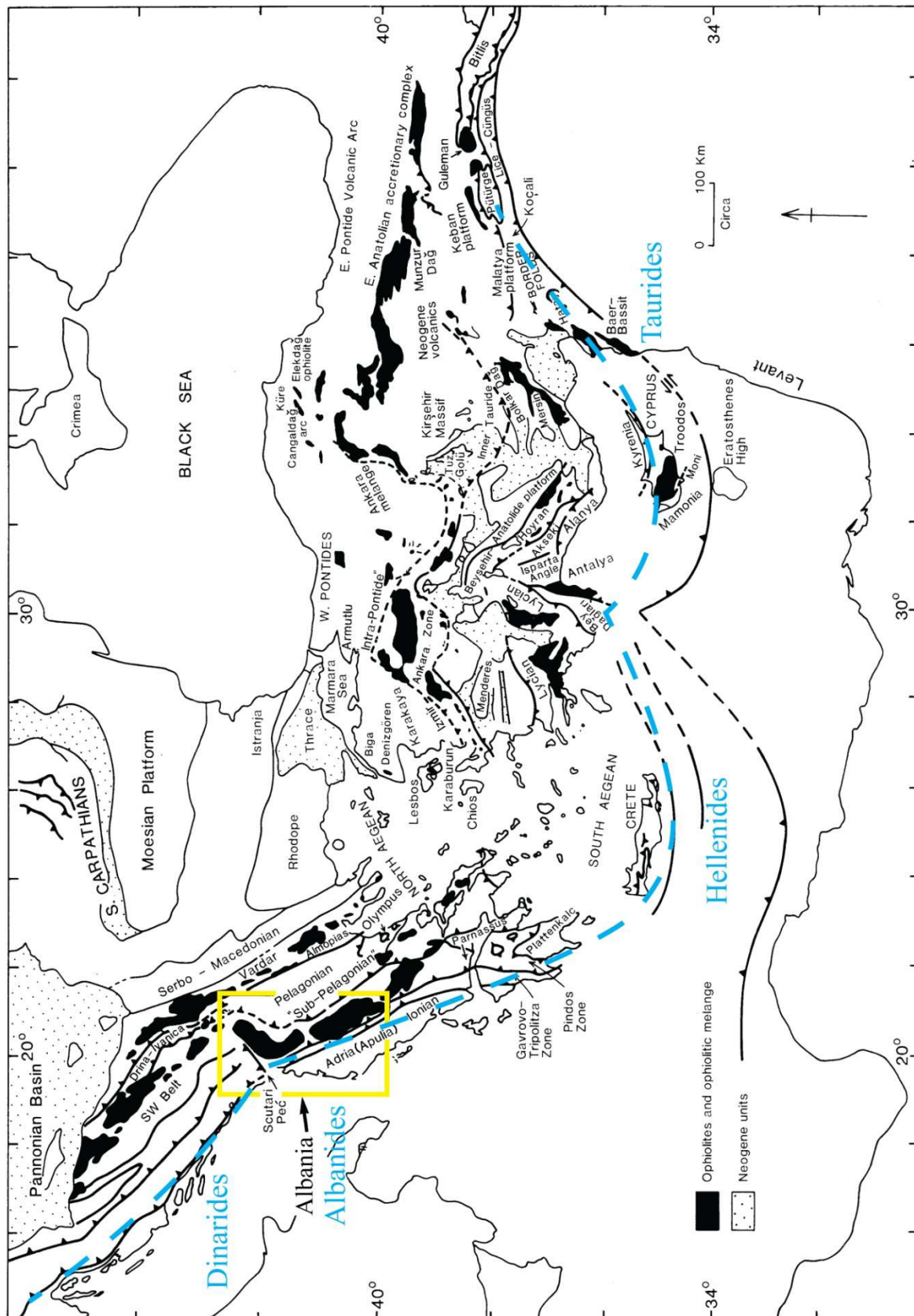


Figure 1.4: Structuration tectonique régionale des Dinarides – Albanides – Hellénides – Taurides, d'Ouest en Est respectivement, soulignée par le trait bleu en pointillés (d'après Robertson & Shallo, 2000). L'Albanie est repérée par un rectangle jaune.

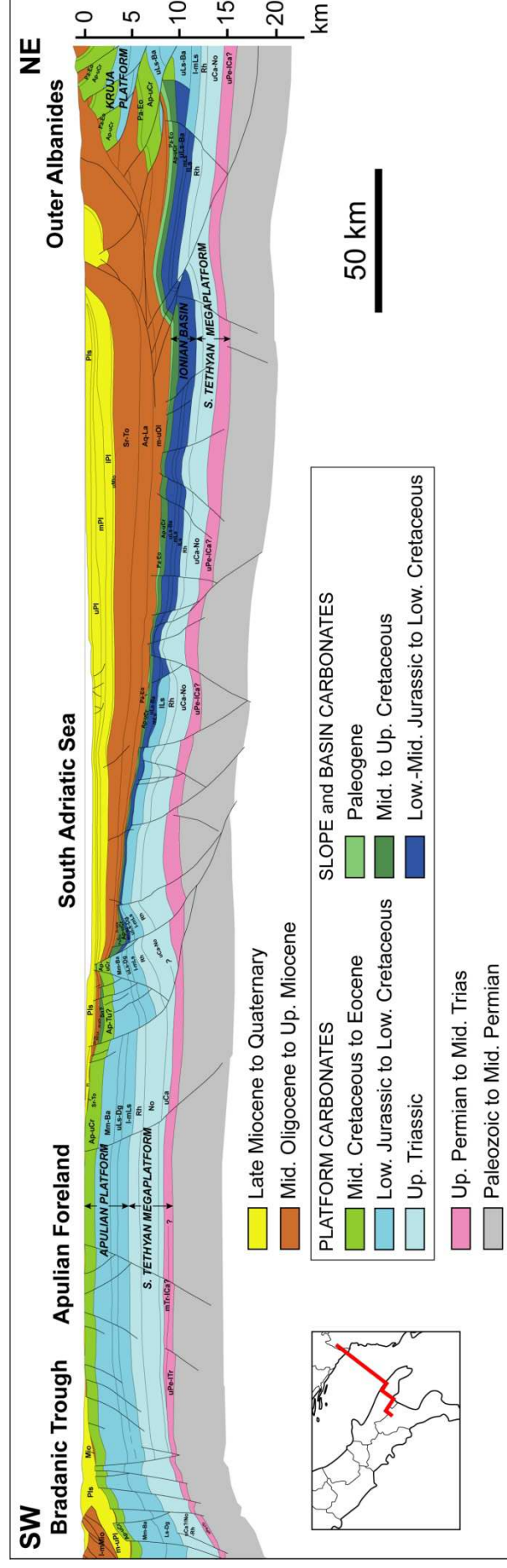


Figure 1.5: Coupe géologique SO-NE de l'Adriatique obtenue à partir de données sismiques (Fantoni & Franciosi, 2009), modifiée par Harabian, 2014

A l'Ouest, les hauts structuraux du Gargano, des Murges et du Salento exposent une partie de la succession du Mésozoïque. A l'Est, la chaîne des Dinarides-Albanides-Hellénides présente une direction NO-SE (dans les Dinarides) à NNO-SSE (dans les Albanides-Hellénides). Elle atteste une quasi-continuité le long de la côte Adriatique (Fig. 1.4), et expose un style structural particulier en chevauchements imbriqués (Picha, 2002), aussi désignée par l'appellation *fold-and-thrust belt* (Swennen et al., 2000, 2003). Le raccourcissement horizontal induit par les chevauchements orogéniques permet d'observer en Albanie sept unités litho-tectoniques (ou zones) correspondant à une grande partie du domaine téthysien autrefois très étendu (Fig. 1.1, 1.3 & 1.4 ; Channell et al., 1979 ; Robertson & Shallo, 2000 ; Meço et al., 2000).

Depuis le Miocène jusqu'au Quaternaire, des sédiments molassiques remplissent des bassins de type *piggy-back* (Roure & Sassi, 1995 ; Rubert et al., 2012). La mise en place des chevauchements successifs à vergence Ouest donnent leur aspect actuel aux Albanides. Cette déformation est favorisée par la présence de niveaux de décollements, identifiés principalement dans les dépôts évaporitiques du Trias (Fig. 1.6) mais aussi les argiles à posidonie du Toarcien ou les argiles de l'Aptien-Albien (Roure & Sassi, 1995 ; Velaj et al., 1999 ; Karakitsios & Rigakis, 2007 ; Vilasi, 2009). Les failles associées aux chevauchements sont principalement d'orientation NNE-SSE. Cependant, les linéaments de Skoder-Peje et Vlora-Elbasan, interprétées comme des paléo-failles sont d'orientation SO-NE (Fig. 1.7 ; Dercourt, 1964 ; Robertson & Shallo, 2000).

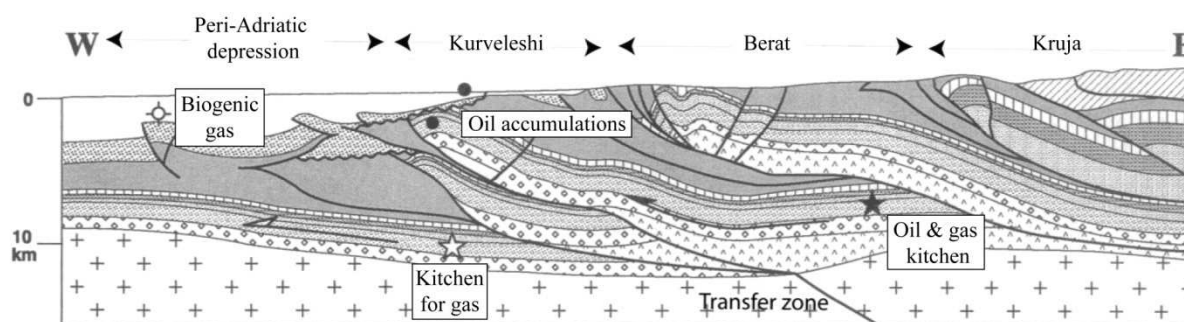


Figure 1.6: Interprétation structurale d'un profil sismique E-O passant par la zone de transfert Vlora-Elbasan. L'emplacement des principaux champs pétroliers et gaziers exploités est indiqué (d'après Roure et al. 1998, modifié par Vilasi, 2009).

3. Contexte litho-stratigraphique

Les Albanides sont communément divisées en deux parties distinctives (Fig. 1.7 ; Shallo, 1992 ; Meço et al., 2000). Les Albanides internes sont caractérisées par des roches magmatiques, basiques à ultrabasiques, témoignant de l'existence d'une expansion océanique (Shallo, 1992 ; Robertson & Shallo, 2000). Elles se composent de deux zones litho-tectoniques que sont : 1) la zone de Korabi et 2) la zone de Mirdita (Fig. 1.7).

3.1. La zone de Korabi

Egalement désignée comme la « marge occidentale de la Plateforme Pelagonienne » (Fig 1.1 & 1.7 ; Robertson & Shallo, 2000), cette zone révèle une succession faiblement métamorphisée de l'Ordovicien et du Dévonien recouverte par des dépôts terrigènes et carbonatés du Permien au Trias basal. Des dépôts volcani-clastiques caractérisent le Trias Inférieur à Moyen. La période Jurassique – Crétacé enregistre le dépôt de séries néritiques relatif à l'ensemble Pélagonien (Fig. 1.1). Les séries du Mésozoïque sont recouvertes en discordance par le flysch du Paléocène (Meço et al., 2000).

3.2. La zone de Mirdita

Cette zone permet d'observer le complexe ophiolitique albanais daté du Jurassique. Il définit une limite NNO-SSE entre les Albanides internes et externes (Fig. 1.7). Deux unités sont communément individualisées, l'une rattachée à un type occidental d'ophiolites (2-3 km d'épaisseur) et un type oriental (de 6 à 14 km d'épaisseur; Fig. 1.2 ; Shallo et al., 1990; 1992 ; 1995; Robertson & Shallo, 2000 ; Dilek et al., 2007). Les dépôts ophiolitiques sont recouverts par des radiolarites du Jurassique Supérieur et un flysch daté du Crétacé Inférieur. Les Molasses Oligocène et Miocène recouvrent en discordance ces dépôts (Meço et al., 2000 ; Robertson & Shallo, 2000 ; Kiliass et al., 2001).

Les Albanides externes sont composées d'unités géologiques dont l'évolution sédimentaire est principalement influencée par la marge Apulienne (Fig. 1.1; Robertson & Shallo, 2000). Elles se composent de cinq unités litho-tectoniques : 1) les Alpes Albanaises ; 2) la zone de Krasta-Cukali ; 3) la zone de Kruja ; 4) la zone Ionienne ; et 5) la zone de Sazani (Fig. 1.7).

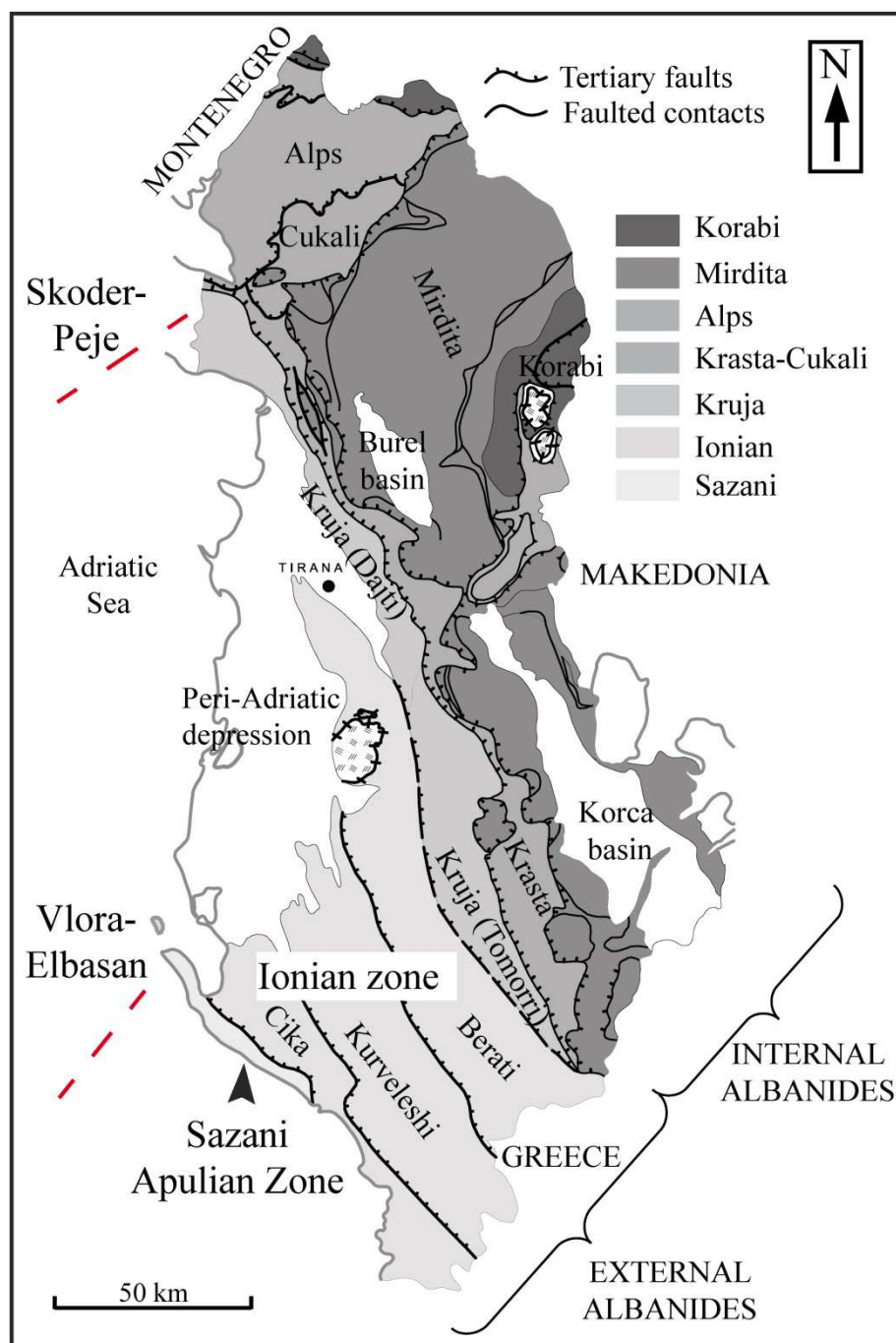


Figure 1.7: Carte litho-tectonique simplifiée de l'Albanie représentant les différentes zones litho-tectoniques. Les chevauchements et accidents tectoniques majeurs (Skoder-Peje et Vlorë-Elbasan, en pointillés rouges) sont indiqués. Carte modifiée d'après Moisiu & Gurabardhi (2004) et Rubert et al. (2012).

3.3. Les Alpes Albanaises

Cette zone est individualisée des autres unités par le linéament de Skoder-Peje (Fig. 1.7). Deux sous-zones sont individualisées, *Malësia e Madhe* au Nord et *Valbona* au Sud. Cette

dernière comprend une succession dominée par des sédiments clastiques et carbonatés du Permien Moyen-Supérieur au Trias Inférieur, progressivement recouverte par des carbonates néritiques du Trias Moyen à Supérieur. Une sédimentation pélagique est attestée du Jurassique Moyen-Supérieur jusqu'au Crétacé Inférieur, passant progressivement à une sédimentation néritique puis au flysch terrigène du Maastrichtien / Paléocène. La sous-zone de *Malësia e Madhe* comprend des carbonates néritiques du Trias Supérieur au Crétacé Moyen, recouverts de flysch terrigène et carbonatés du Paléocène (Robertson & Shallo, 2000).

3.4. La zone de Krasta-Cukali

Egalement désignée comme la marge passive Apulienne (Fig. 1.1; Robertson & Shallo, 2000) est subdivisée en deux sous-zones de *Krasta* au Sud, et *Cukali* au Nord (Fig. 1.7). La première sous-zone expose des dépôts crétacés constitués de flysch terrigènes recouverts par des sédiments pélagiques du Crétacé Supérieur, et suivis en discordance par le flysch terrigène du Maastrichtien-Eocène. La sous-zone de Cukali se compose de dépôts volcaniques et carbonatés. L'intervalle Jurassique - Crétacé Supérieur est constitué de pélagites, recouvertes en discordance par le flysch terrigène Maastrichtien-Eocène (Robertson & Shallo, 2000).

3.5. La zone de Kruja

Cette 'plateforme carbonatée marginale' de la marge Apulienne (Robertson & Shallo, 2000) révèle en Albanie des dépôts carbonatés néritiques du Crétacé Supérieur (Fig. 1.1 & 1.7 ; Heba & Prichonnet, 2006; 2009) passant à des dépôts pélagiques au Paléocène. De l'Eocène Supérieur au Miocène, une importante accumulation de flysch (jusqu'à 5 km) compose la sédimentation.

3.6. La zone Ionienne

L'enregistrement de la série Mésozoïque est issu d'un «rifting intracontinental» (Robertson & Shallo, 2000). Cette zone est définie le long d'une bande étroite d'une soixantaine de kilomètres qui comprend les trois chevauchements majeurs de Cika, Kurveleshi et Berat (Fig. 1.7). La succession sédimentaire révèle des évaporites et carbonates néritiques pour la période Trias Supérieur- Jurassique Inférieur. La série carbonatée Jurassique-Eocène est composée de pélagites et de dépôts gravitaires carbonatés. L'influx terrigène est attesté dès l'Eocène Supérieur et jusqu'au Miocène Moyen (Robertson & Shallo, 2000).

3.7. La zone de Sazani

Plus largement rattachée à la Plateforme Apulienne, ou pré-Apulienne (Fig. 1.1 & 1.7; Renz, 1940 ; Aubouin, 1959 ; Robertson & Shallo, 2000), cette zone révèle des dépôts carbonatés néritiques du Jurassique jusqu'à l'Eocène (Zappaterra, 1994). Ces dépôts sont recouverts en discordance par les dépôts silico-clastiques du Miocène Inférieur.

Les zones Ionienne, de Kruja et de Sazani font l'objet d'une attention particulière dans ce manuscrit. L'enregistrement sédimentaire détaillé des unités durant le Crétacé Supérieur est étudié dans les parties 3 et 4, et mise en relation dans la synthèse (Partie 5).

4. Ressources pétrolières et gazières

Les roches-mères, roches-réservoirs et roches-couvertures de la zone étudiée et de ses équivalents au Sud (en Grèce) et à l'Ouest (en Italie) permet de mieux comprendre l'intérêt économique que présentent les successions sédimentaires en Albanie, et notamment les séries carbonatées du Crétacé Supérieur-Paléocène.

4.1. Les roches-mères

Les *roches-mères* hydrocarbonées de l'Albanie (Fig. 1.8) sont intimement liées à l'évolution des conditions de sédimentation dans la région péri-Adriatique (Fig. 1.3; Karakitsios, 2013) et de la déformation orogénique Alpine (Fig. 1.6; Roure & Sassi, 1995). Les zones Apulienne et Ionienne présentent un intérêt pétrolier et gazier principal des Albanides (Vilasi, 2009). Ce dernier est très similaire avec celui des analogues exploités en Grèce ou en Italie.

Les niveaux à argiles organiques du Trias Supérieur des zones Apulienne (Sazani, Paxos) et Ionienne, déposés dans un contexte régional évaporitique, sont identifiés comme des roches-mères matures (Vilasi, 2009 ; Karakitsios, 2013). Ils sont équivalents à la formation Burano en Italie (Karakitsios & Rigakis, 2007), notamment exploitées dans le champ d'Aquila, et sont également identifiées dans l'Epire en Grèce (Mattavelli et al., 1993 ; Karakitsios & Rigakis, 2007 ; Vilasi, 2009 ; Karakitsios, 2013).

La série toarcienne des argiles à posidonies est considérée comme la source la plus productive en Albanie (Vilasi, 2009) ainsi qu'en Grèce (Rigakis & Karakitsios, 1998 ; Karakitsios, 1990, 1995). Elle s'étend dans l'ensemble de la zone Ionienne et se compose de sédiments pélagiques et d'alternances marno-calcaires (Karakitsios, 2013). Les variations d'épaisseurs importantes relevées dans cette formation (10-150 m en Grèce, jusqu'à 300 m en Albanie) s'expliquent par son dépôt dans des demi-grabens dans un contexte syn-rift

(Karakitsios, 2013). Des conditions anoxiques sont attestées durant cette période (OAE ; Jenkys, 1980).

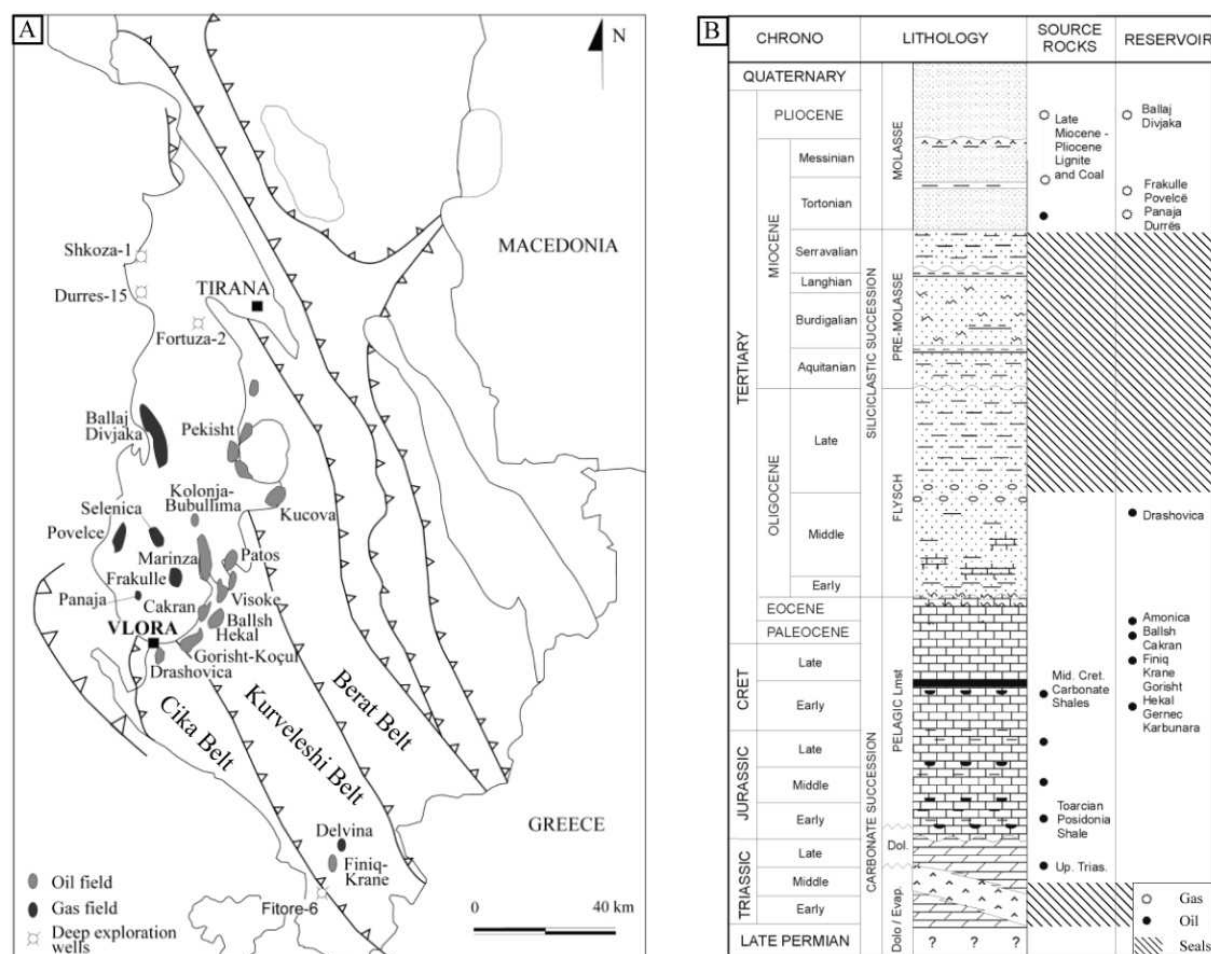


Figure 1.8: (A) Carte de l'Albanie avec les principaux champs pétroliers et gaziers, ainsi que quelques puits d'exploration profonds; (B) Litholog de la succession des Albanides externes avec les principales roches-mères, réservoirs et couvertures (modifié d'après Vilasi et al., 2009).

Deux niveaux de roches-mères sont identifiés dans les argiles et schistes noirs du Jurassique Moyen et Supérieur (Vilasi, 2009). Ces derniers sont constitués de niveaux riches en matière organique et affleurent sur la chaîne de Kurveleshi (Fig. 1.7 & 1.8). En Grèce, les séries équivalentes stratigraphiquement (Callovien-Tithonien) sont désignées par l'appellation « formation supérieure à posidonies » et composées de niveaux siliceux riches en posidonies alternant avec des radiolarites (Karakitsios, 2013).

La formation de « Vigla » en Grèce (Aptien-Turonien Inférieur) est en continuité avec la série du Bassin Ionien en Albanie. Elle est formée de calcaires micritiques à radiolaires et globotruncanidae, alternants avec des niveaux siliceux et intervalles argileux sur une épaisseur de 10 à 60 m (Karakitsios, 2013). Elle est identifiée dans la zone Ionienne en Grèce

notamment par trois niveaux de schistes noirs contemporains des événements anoxiques globaux de *Selli* (OAE1a), *Paquier* (OAE1b) et *Bonarelli* (OAE2) (Jenkys, 1980; Karakitsios, 2013). Elle génère des hydrocarbures matures à immatures (Karakitsios, 2013).

Dans la série cénozoïque, deux niveaux de roches mères sont identifiés. Les argiles du Tortonien et les lignites du Mio-Pliocène, également présentent en Grèce (Karakitsios & Rigakis, 2007). L'immaturité de ces roches mères vient de leur enfouissement limité. Elles produisent essentiellement du gaz biogénique.

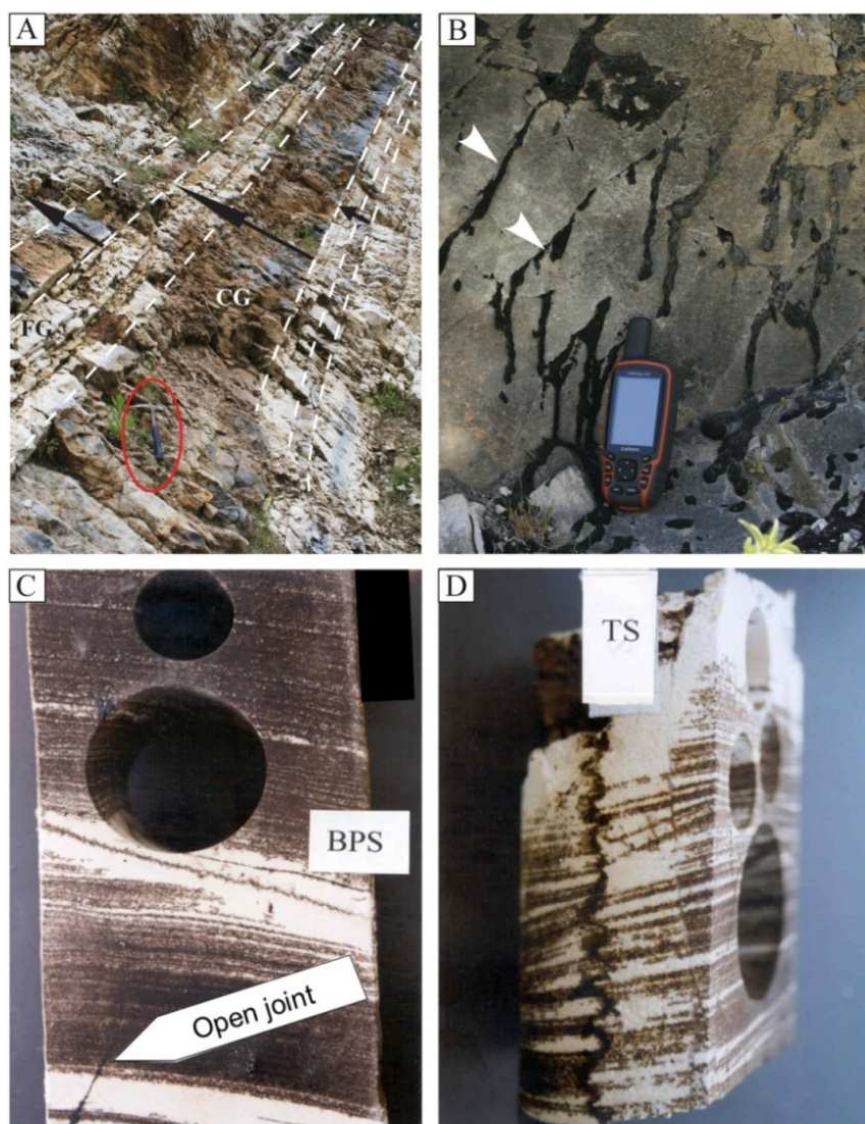


Figure 1.9: (A) Faciès carbonatés gravitaires (turbidites) constitués d'une partie inférieure à granulométrie grossière (CG, Coarse grained), largement imprégnée d'huile, et d'une partie supérieure à granulométrie fine (FG, Fine-grained) et faible porosité ; (B) Suintements à l'affleurement favorisés par la fracturation ; (C) et (D) Exemple de faciès turbiditiques associés à un développement de stylolites d'enfouissement (BPS) et tectonique (TS) (d'après Swennen, communication personnelle).

4.2. Les roches-réservoirs

Les niveaux *réservoir* identifiés en Albanie sont de deux types :

i) Le réservoir carbonaté Crétacé-Eocène, composé d'une épaisse série (plusieurs centaines de mètres) de dépôts gravitaires carbonatés. Cette série caractérise le Bassin Ionien et affleure sur les trois principaux fronts de chevauchement (Cika, Kurveleshi et Berat, Fig. 1.7, 1.8 & 1.9) ainsi qu'en Grèce, où elle prend le nom de *calcaires de Pantokrator*. Elle montre une porosité matricielle relativement basse (<8% selon Karakitsios 2013) qui est intimement liée à la nature des faciès au sein de chaque turbidite (Van Geet et al., 2002). La capacité réservoir est accrue par la présence de fractures ouvertes développant une double porosité (Van Geet et al., 2002 ; Vilasi et al., 2009) favorable à l'accumulation d'hydrocarbures (Fig. 1.9).

ii) Le réservoir clastique de la dépression péri-Adriatique (Tortonien-Pliocène) composé d'une part de grès deltaïques du Messinien (molasses), et d'autre part de molasses et de turbidites gréseuses du Mio-Pliocène. Ces niveaux sont essentiellement exploités pour leur réserve en gaz (Fig. 1.8 ; champs de Frakulle, Ballaj, Durrës ; Vilasi, 2009).

4.3. Les roches-couvertures

Deux principaux types de *couvertures* sont identifiés en Albanie ainsi qu'en Grèce : i) le flysch Oligocène couvre les réservoirs fracturés du Crétacé-Paléocène (Fig. 1.8). C'est le cas des principaux champs exploités du pays, c'est-à-dire Ballsh, Visoka, Cakran, Gorisht, Hekal et Delvina, où les pièges pétrolifères sont situés dans les anticlinaux (Karakitsios & Rigakis, 2007), recouverts en discordance par la molasse du Tertiaire, qui constitue aussi un bon intervalle couverture (Vilasi, 2009) ; ii) Les évaporites du Trias peuvent aussi jouer un rôle de couverture dans le cas de l'exploitation des structures *subthrust* recouvertes par un chevauchement allochtone (Fig. 1.6 ; Roure et al., 1995). C'est notamment le cas pour l'exploitation du champ de Delvina (Fig. 1.8 ; Vilasi, 2009).

Chapitre 2 : La sédimentation carbonatée de plateforme

Ce chapitre s'attache dans une première partie à détailler les caractéristiques de l'enregistrement sédimentaire en domaine de plateforme carbonatée tropicale, ainsi que les outils compatibles avec une étude de terrain qui permettent de révéler la dynamique de leur développement. Dans un deuxième temps, ce chapitre expose une synthèse des conditions de sédimentation pendant le Crétacé Supérieur, et décrit la nature de l'enregistrement sédimentaire dans le domaine péri-Adriatique en domaine de plateforme.

1. Principes de la sédimentation carbonatée en domaine de plateforme

Le terme générique de « plateforme carbonatée » désigne l'environnement de sédimentation des carbonates peu profonds. Tucker et al. (1990) distinguent plusieurs types de plateformes auxquelles sont associées des caractéristiques morphologiques et de sédimentation. D'un point de vue morphologique, deux types de plateformes sont distinguées : i) les plateformes dites 'ouvertes' (rampe, épicontinentale) sans barrière récifale et, ii) les plateformes dites barrées présentant un relief communément bio-construit au-delà duquel s'étend le domaine de pente et de bassin (Fig. 1.10).

La compréhension actuelle des mécanismes de développement des plateformes carbonatées tropicales (*T factory*, Schlager, 2005) résulte de la conjonction de deux approches complémentaires : i) d'une part, les investigations de terrain dans les sédiments récents (Taft et al., 1968 ; Dravis, 1977 ; Schlager, 1991) ou plus anciens (Fischer, 1964 ; Goldhammer et al., 1990 ; Strasser et al., 1999 ; Eberli et al., 2002), et ii) d'autre part, le développement des techniques sismiques et d'exploration profonde (Vail et al., 1977 ; Vail, 1987 ; Miall, 1997). Ces approches ont permis de préciser les concepts de la stratigraphie centrée sur la formation de séquences stratigraphiques et de cortèges de dépôts associés (Vail, 1987).

L'investigation de terrain présente ses avantages, notamment la résolution associée à la description de l'enregistrement, le prélèvement précis d'échantillons ou l'observation de variations latérales de faciès ; mais aussi des désavantages, tels que la continuité de l'affleurement, souvent limitée, ou l'influence du météorisme.

La production carbonatée en domaine marin dépend largement de l'environnement biologique (Flügel, 2004), lui-même fonction des conditions intrinsèques du milieu telles que la température, la salinité, l'hydrodynamisme ou la disponibilité en nutriments (Schlager, 2005). Ces caractéristiques « locales » sont influencées par des facteurs régionaux et globaux tels que la physionomie de la plateforme, le climat, l'eustatisme ou la tectonique (Fig. 1.10 ; Burchette & Wright, 1992 ; Pomar, 2001 ; Bosence, 2005).

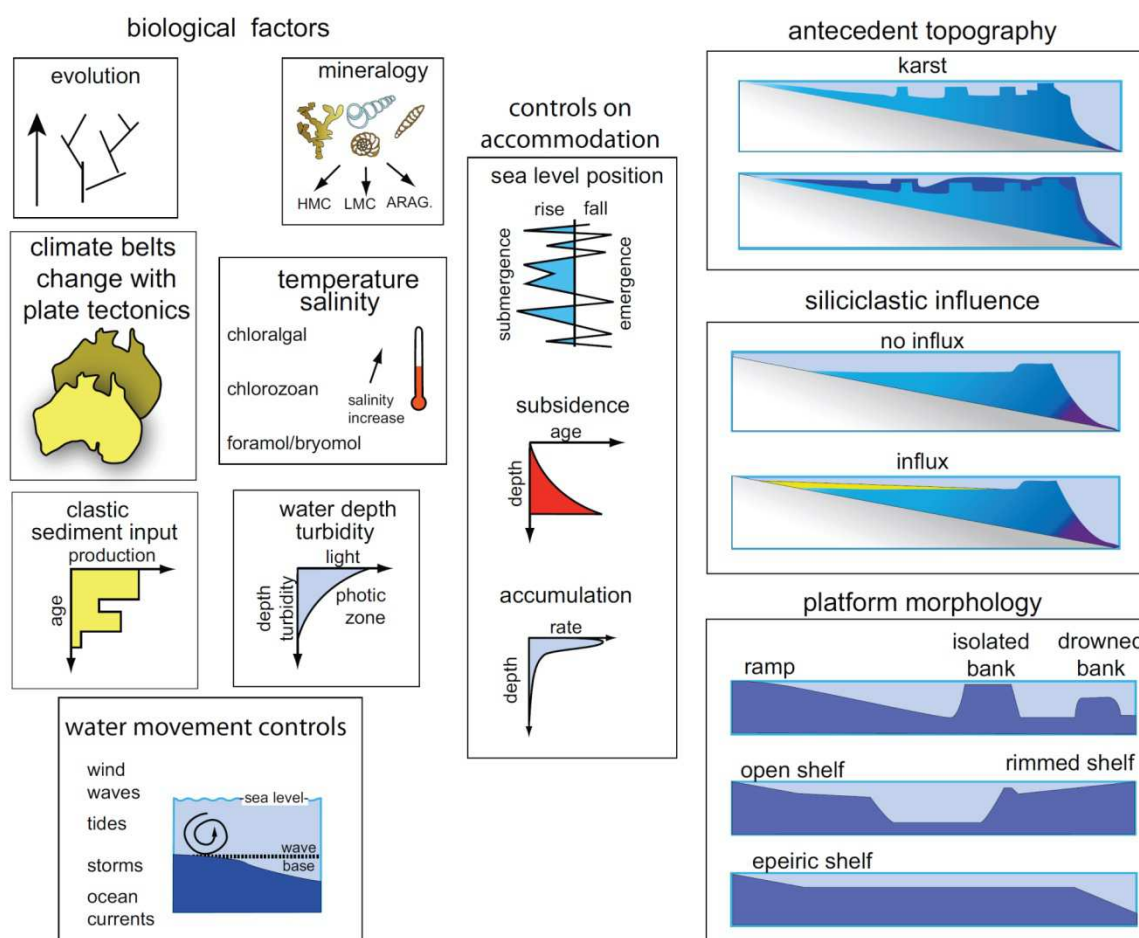


Figure 1.10: Facteurs de contrôle du développement des plateformes carbonatées, modifié d'après Jones & Desrochers, 1992.

A la différence des sédiments clastiques issus exclusivement de l'érosion puis transportés jusqu'au milieu de dépôt, l'accumulation sédimentaire carbonatée dépend à la fois de l'apport de matériel, et de la production *in-situ* (« *Carbonates are Born not Made* », James, 1979). L'espace disponible pour l'accumulation sédimentaire fait appel au concept d'accommodation, contrôlée par l'eustatisme et la tectonique (Jervey, 1988 ; Catuneanu et al., 2011).

1.1. Développement d'une cyclicité en domaine de plateforme carbonatée

L'observation d'une cyclicité liée à des variations rapides d'accommodation dans les faciès de plateforme carbonatée, notamment péri-tidaux, est une caractéristique commune, dont l'origine est largement débattue (Ginsburg, 1971 ; Goldhammer et al., 1993 ; Strasser et al., 1999). L'identification et la caractérisation de cette cyclicité passe par i) une interprétation

paléo-environnementale (définition de faciès & séquences), ii) une estimation de la durée des cycles (résolution temporelle) et iii) la différenciation entre facteurs d'influence locale ou régionale (autocyclicité vs allocyclicité ; Flügel, 2004).

a. Faciès et séquences de dépôt

Une analyse faciologique précise (macro et microscopique) associée à une étude diagénétique des sédiments est nécessaire à l'interprétation des conditions paléo-environnementales contemporaines du dépôt. L'enregistrement sédimentaire carbonaté se compose communément de bancs tabulaires empilés verticalement, chacun d'entre eux présentant des conditions de dépôt spécifiques justifiées par des paramètres physique, chimique et biologique propres (Strasser et al., 1999). Les conditions de dépôt sont estimées à partir du faciès sédimentaire (lithologie, éléments figurés, figures sédimentaires, bioturbations) et des caractéristiques diagénétiques précoces (recristallisation, cimentation, dolomitisation, dissolution). L'empilement vertical des faciès atteste des variations du niveau marin relatif (accommodation) pouvant être exprimée en termes d'évolution transgressive et/ou régressive.

A l'échelle du bassin sédimentaire, ou sismique (Vail et al., 1977) les séquences de dépôt (Mitchum & Thompson, 1977 ; Haq et al., 1987 ; Posamentier et al., 1988) ou séquences génétiques (Galloway, 1989) correspondent à des cortèges sédimentaires spécifiques (*systems tract*) dont la mise en place résulte de variations de l'accommodation et de l'accumulation sédimentaire au cours du temps (Vail, 1987 ; Catuneanu et al., 2011). La définition de limites est utilisée en stratigraphie séquentielle pour définir ces séquences. Au sens de Vail et al. (1977), ce sont des « discordances observables le long d'une section stratigraphique donnée qui font état d'une érosion ou d'un non-dépôt, mais qui en certains endroits se poursuivent en discordance moins marquée (*paraconformity*) identifiables par la biostratigraphie ou autres méthodes ». Trois types de limites de séquences sont définies 1) le type 1 est induit par une chute du niveau marin supérieure au taux de subsidence, induisant une émergence 2) le type 2 est défini par une chute du niveau marin inférieure au taux de subsidence provoquant un déplacement de la ligne de côte vers la bordure de la plateforme, 3) le type 3 est induit par une élévation rapide du niveau marin conduisant à un hiatus sédimentaire (Sarg, 1988 ; Schlager, 1999 ; 2005).

A l'échelle de l'affleurement, les séquences de dépôt (cortèges transgressifs, de haut niveau marin) peuvent aussi être identifiées dans l'enregistrement sédimentaire, à condition d'identifier de manière précise des surfaces 'diagnostiques' telles que la surface transgressive (TS), de maximum d'inondation (MF) et la limite de séquence (SB ; Strasser et al., 1999 ; Catuneanu et al., 2011). Les variations en termes de composants biotiques et abiotiques,

textures et signatures diagénétiques précoces permettent d'identifier et d'interpréter ces surfaces diagnostiques et les séquences associées (Fig. 1.11). La notion de cyclicité et l'analyse séquentielle permettent une meilleure compréhension des mécanismes de dépôt dans une fenêtre temporelle restreinte. Elle est reportée dans de nombreux travaux : on parle de séquences métriques (*meter scale* ; Wilkinson et al., 1996 ; Overstreet et al., 2003 ; Bosence et al., 2009 ; Hill et al., 2012 ; Laya et al., 2013 ; Colombié et al., 2014) ou de séquences de petite échelle (*small-scale* ; Strasser et al., 1999 ; Védrine, 2007). Elles sont encore désignées par le terme de paraséquences, et définies par Van Wagoner et al. (1990) comme une succession de faciès évoluant vers de milieux de moins en moins profonds (*shallowing upward*) et limitée par une surface d'inondation attestant d'un approfondissement rapide. Ces successions sont elles-mêmes composées de plusieurs bancs, ou alternances, chacune ayant été formée durant un cycle de changement environnemental et régulièrement désignées par le terme de séquence élémentaire (*elementary sequence*, Strasser et al., 1999 ; Colombié et al., 2014).

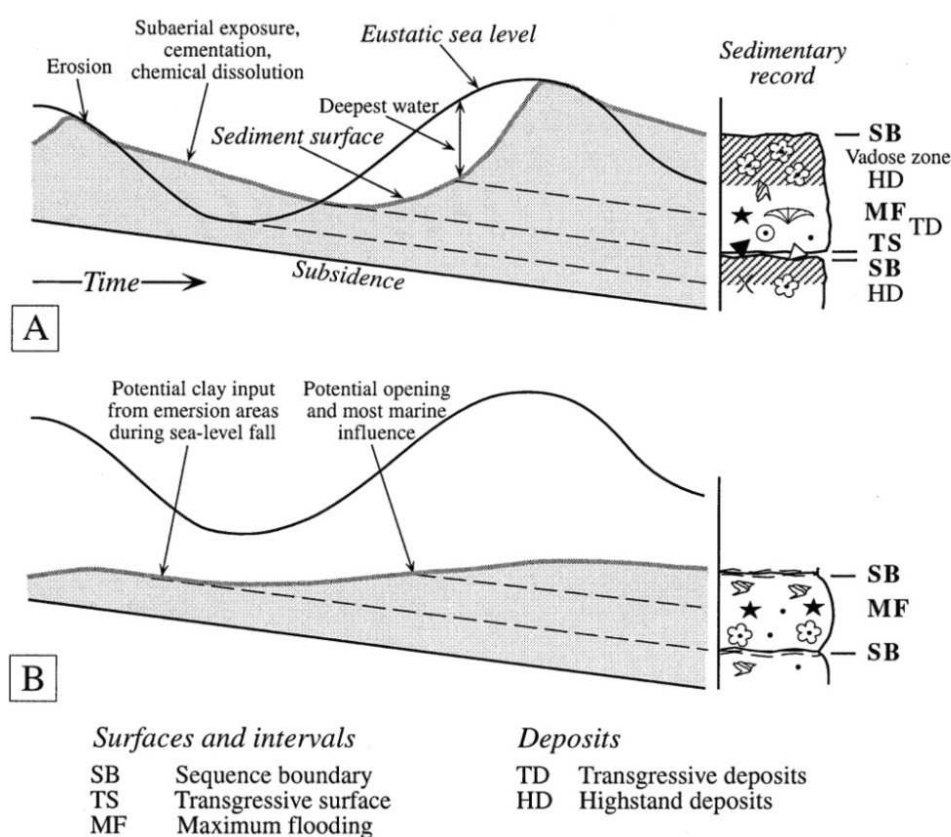


Figure 1.11: Formation d'une séquence de dépôt durant un cycle de variation du niveau marin. (A) Séquence asymétrique comportant un cortège transgressif (TD) peu épais et un dépôt de cortège de haut niveau marin épais (HD), (B) Séquence formée dans un milieu purement subtidal, et associée à une évolution verticale des faciès de dépôt, d'après Strasser et al. 1999.

b. Résolution temporelle

L'empilement des dépôts révèle une organisation hiérarchisée en séquence de petite, moyenne et grande échelle (Pittet et al., 2002). Dans le détail, différents « ordres » de séquences sont attribués, même si les valeurs varient sensiblement selon les auteurs, et ce d'autant plus que l'ordre des séquences augmente (Vail & Hardenbol, 1979). Ainsi, les séquences d'ordre 5 varient entre 10^3 et 10^5 ans selon les auteurs (Schlager, 2005). L'estimation de la durée des séquences métriques fait l'objet de discussions depuis environ 50 ans et l'interprétation de la mise en place des cycles du Latemar (Dolomites, Italie ; Fischer, 1964). L'estimation du temps de dépôt pour former ces séquences est un challenge, dans la mesure où les intervalles géologiques sont de l'ordre du mètre. De manière idéale, la conservation des indicateurs biotique, sédimentaire, géochimique et magnéto-stratigraphique peut permettre d'approcher une résolution temporelle satisfaisante (Strasser et al., 2012).

Résolution temporelle par la biostratigraphie

La biostratigraphie peut offrir une bonne résolution temporelle dans le cas de successions connues présentant des zones à ammonites identifiées directement reliées aux séquences de dépôts téthysiennes (Hardenbol et al., 1999 ; Gradstein et al., 2012). C'est le cas par exemple des successions du Jurassique du Bassin Ibérique (Bádenas et al., 2001 ; Colombié et al., 2014) ou du Jura Suisse (Strasser et al., 2012) où la résolution temporelle atteint quelques centaines de milliers d'années. La biostratigraphie appliquée aux foraminifères benthiques figure parmi les techniques les plus répandues pour définir un cadre chrono-stratigraphique. Les espèces bio-stratigraphiquement utiles rassemblent les critères i) d'extension stratigraphique courte, ii) de dispersion géographique rapide et large, iii) de bonne préservation et iv) de reconnaissance aisée. Le découpage stratigraphique fourni par les foraminifères benthiques est plus grossier que celui de leurs analogues planctoniques ou des ammonites. Il permet rarement d'affiner en deçà du million d'année.

Résolution temporelle par l'isotopie

L'intérêt de coupler plusieurs techniques (biostratigraphie et techniques isotopiques par exemple) permet dans certains cas d'affiner la résolution temporelle d'une succession. L'application de techniques géochimiques telles que les isotopes du strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) ou celles de l'oxygène et du carbone ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$; $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) suppose la conservation du signal isotopique originel (Weissert et al., 2008 ; Strasser et al., 2012). Or, les sédiments carbonatés anciens sont souvent affectés d'une diagénèse tardive qui modifie le signal de base (Weissert et al., 2008).

Le rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dépend de l'importance de la source continentale (issue de l'érosion) relativement à la source mantellique (issue de l'hydrothermalisme sous-marin). Les rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de l'océan durant le phanérozoïque sont désormais calibrés sur les âges géologiques numériques grâce à l'application d'une méthode statistique de régression (Locally Weighted Scatterplot Smoothing, *LOWESS* ; McArthur & Horwarth, 2004). Les travaux de Steuber (2003) montrent une grande stabilité des rudistes du Crétacé à l'égard de ces transformations diagénétiques tardives pour la mesure du rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Outre la diagénèse, des limitations sont liées aux intervalles géologiques présentant des fluctuations du rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, menant à la détermination d'âges « jumeaux » pour une valeur isotopique unique (Horwath & McArthur, 1997 ; Mc Arthur et al., 2001).

L'utilisation des rapports isotopiques des isotopes stables de l'Oxygène ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) et du Carbone ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) comme outils de datation stratigraphique est assez limité dans les sédiments anciens lithifiés dans la mesure où les meilleurs résultats sont obtenus par prélèvement sur les tests de foraminifères benthiques et planctoniques. Cependant, la géochimie des isotopes du carbone est moins influencée par la diagénèse tardive dans les sédiments pélagiques de bassin (Weissert et al., 2008).

Résolution temporelle par la magnétostratigraphie

La magnétostratigraphie est basée sur la détermination du signal paléo-magnétique dans l'enregistrement sédimentaire. Son intérêt dépend aussi de la période géologique étudiée. Une grande partie du Crétacé Supérieur (Cénomanien – Campanien Inférieur) ne comporte pas d'inversion de polarité (Magnéto-zone C34, ou *Cretaceous magnetic quiet zone* ; Hardenbol et al., 1999), n'autorisant pas de précision sur l'âge des dépôts.

c. Allocyclicité versus autocyclicité

Deux facteurs de contrôle sont communément invoqués pour expliquer l'aspect cyclique de la sédimentation de certaines plateformes.

Allocyclicité

Le premier fait référence à un contrôle externe dit « allocyclique » (Strasser, 1991 ; Wilkinson et al., 1996). Les variations d'accommodation sont imprimées par les cycles orbitaux de précession (20 000 ans), d'obliquité (40 000 ans) et d'excentricité (100 et 400 000 ans ; Berger, 1978 ; Schwarzscher, 1993 ; Strasser et al. 2006) ainsi que les mouvements tectoniques à grande échelle (Védrine, 2007 ; Bosence et al., 2009). Le contrôle orbital du niveau eustatique a été démontré dans un premier temps dans les dépôts carbonatés triasiques du Latemar. La cyclicité de cette succession, mise en évidence par Sanders (1936)

est expliquée une décennie plus tard par Schwarzscher (1947), qui justifie un contrôle orbital par la prévalence d'un motif d'empilement des cycles de type 5 :1 identique au ratio entre la précession et l'excentricité (cycle court). Les méthodes graphiques conçues par Fischer (1964) sur cette même coupe de référence sont initialement développées pour mettre en évidence une cyclicité orbitale dans les séquences présentant des indices d'émersion (Read & Goldhammer, 1988). De manière plus large, ces méthodes sont ensuite employées pour représenter les variations d'accommodation par le biais de la variation des épaisseurs de cycles (Boss & Rasmussen, 1995). Compte tenu de la difficulté d'obtenir une résolution temporelle de l'ordre de quelques centaines de milliers d'années dans les sédiments anciens (Strasser et al., 1999 ; Colombié et al., 2014) la recherche de la cyclicité orbitale énoncée par Milankovitch, offrant une résolution à 20 ka est intéressante, voire tentante. Pour proposer une telle résolution, la sédimentation doit par conséquent n'être soumise qu'à l'influence exclusive des facteurs allocycliques. Le critère le plus employé pour un contrôle allocyclique de la sédimentation reste la reconnaissance (Colombié et al., 2014) d'une répétition régulière de type 1 :4 :5 (400-100-20 ka). Les analyses spectrales temps/fréquence (Hinnov & Goldhammer, 1991) offrent une solution couramment utilisée pour apporter un critère statistique à la reconnaissance de ces cyclicités. Plusieurs limites à la reconnaissance de ces cyclicités dans les sédiments carbonatés doivent être soulignées. Parmi elles, la difficulté d'apprécier l'amplitude des fluctuations du niveau marin (problèmes inhérents à la compaction ; Eberli, 2013) ou la non-exhaustivité de l'enregistrement carbonaté en domaine de plateforme (*missing-beats*, Goldhammer et al., 1990).

Autocyclicité

Par opposition aux facteurs de contrôle externe (allocycliques), certains auteurs défendent une prédominance des mécanismes internes de plateforme responsables de la mise en place de cycles régressifs (dits *shallowing-upward*). On parle de facteurs « autocycliques ». Le modèle de Ginsburg (1971) repose sur deux principes (Fig. 1.12), i) une subsidence régulière de la plateforme et ii) une production carbonatée différenciée (importante dans le lagon et faible à nulle dans la zone intertidale, ou *tidal-flats*). Cette configuration engendre une migration des sédiments vers l'aval, entraînant une progradation des faciès intertidaux sur les faciès peu profonds de lagon (Fig. 1.12). De manière plus large, les modèles autocycliques sont basés sur les changements morphologiques engendrés par la migration de barres tidales, d'îles ou de chenaux (Pratt & James, 1986 ; Burguess et al., 2001) combinés à une subsidence du bassin sédimentaire, et sont à l'origine de la formation de cycles péritidaux. Pour certains auteurs, cette considération « morphologique » de la plateforme carbonatée a une

importance non-négligeable sur l'épaisseur des séquences suivant l'endroit considéré sur la plateforme (Strasser & Samankassou, 2003).

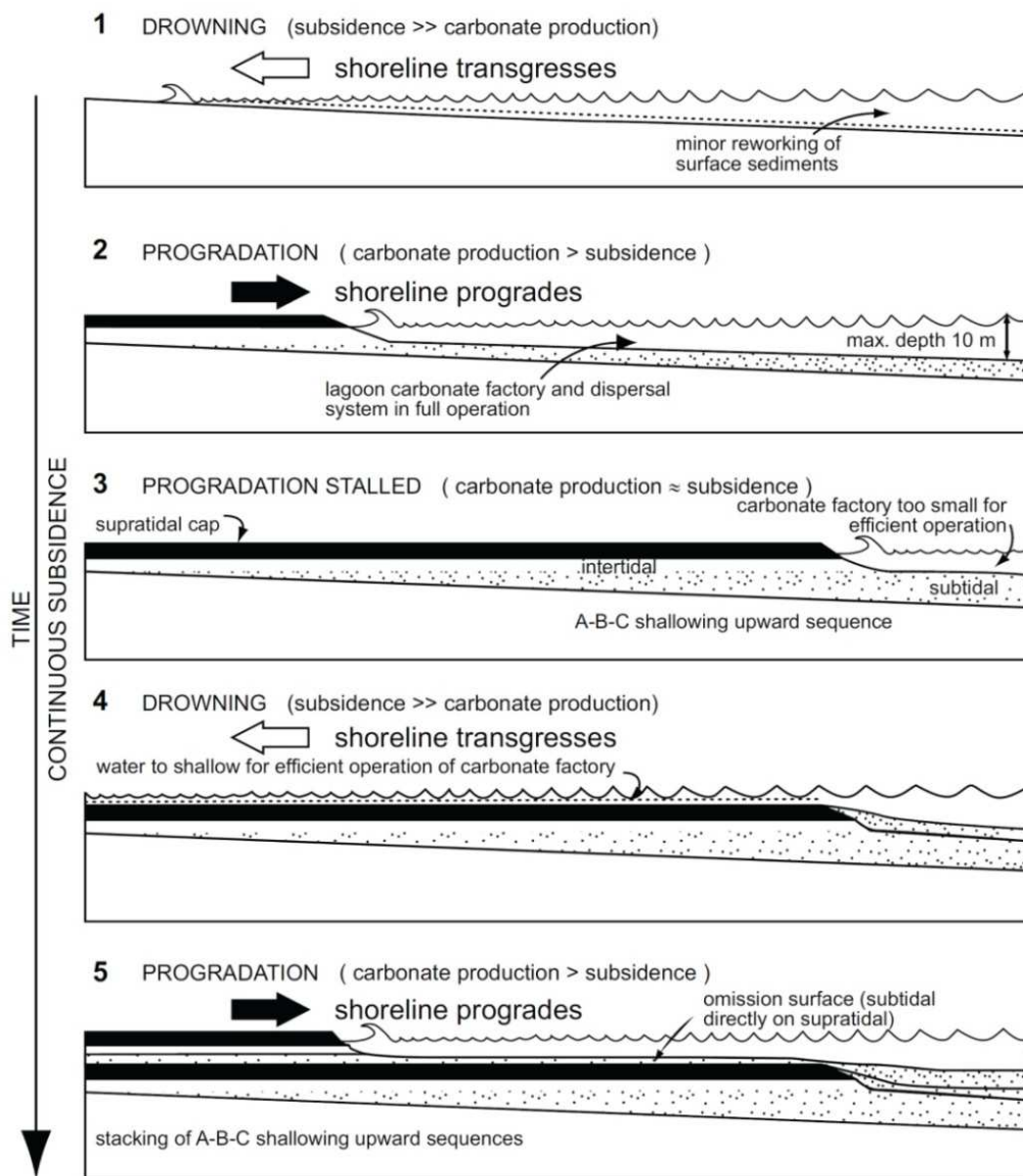


Figure 1.12: Modèle de Ginsburg (1971), contrôle autocyclique de la sédimentation carbonatée.

1.2. Représentation graphique de la cyclicité, les *Fischerplots*

La représentation séquentielle de la sédimentation des plateformes carbonatée dites « cycliques » constitue un vrai challenge. Une sédimentation répétitive, des faciès très similaires, peu ou pas d'intervalles repères (marnes, horizon karstifié, indices de tectonismes syn-sédimentaires) compliquent l'interprétation en termes d'évolution sédimentaire au cours de la période considérée.

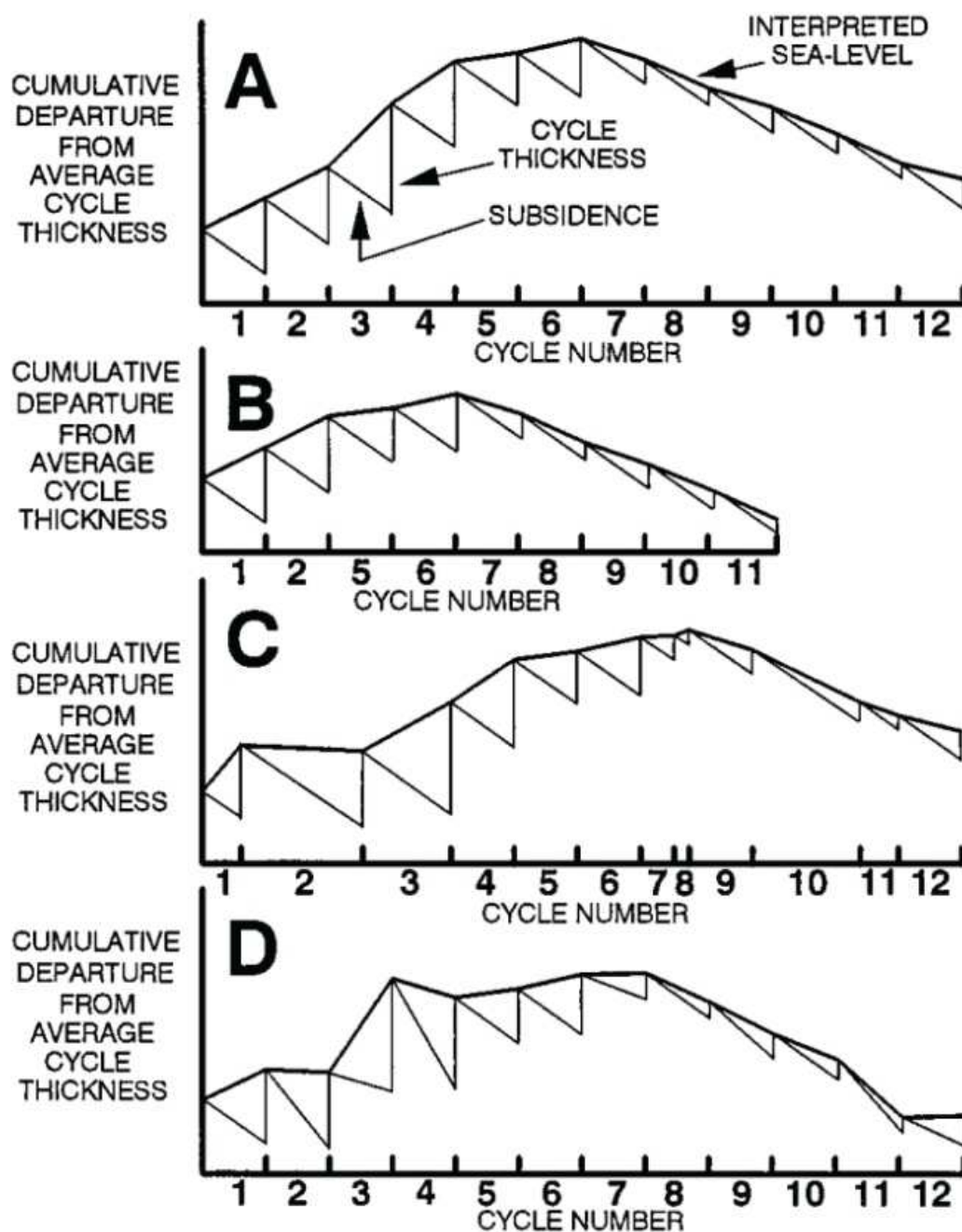


Figure 1.13: Schématisation de plusieurs Fischerplots : (A) L'axe des abscisses représente le numéro des séquences considérées comme des intervalles temporels équivalents, (B) Représentation d'une succession incomplète par omission des séquences 3 & 4, (C) Représentation de la variabilité de la durée des séquences, (D) Représentation de la variabilité du taux de subsidence, d'après Boss & Rasmussen, 1995.

Les « Fischerplots » sont une technique de représentation graphique de la variation d'épaisseur des séquences de dépôts de plateforme. Ils consistent à représenter l'écart d'épaisseur cumulé par rapport à un cycle d'épaisseur moyenne en fonction du temps, ou plus communément du nombre de séquences (Fischer, 1964 ; Goldhammer, 1987 ; Read & Goldhammer, 1988 ; Sadler et al., 1993). Au-delà de ces fondements, l'interprétation des Fischerplots doit être soumise à la plus grande prudence, car la représentation de l'évolution de l'accommodation suppose plusieurs simplifications :

i) Les séquences sont censées représenter une fenêtre temporelle identique (Boss & Rasmussen, 1995) ; ii) le facteur subsidence est en général considéré comme constant sur l'intervalle représenté (un exemple de facteur variable est cependant représenté en Fig. 1.13), il est égal à l'épaisseur moyenne d'une séquence pour chaque séquence représentée. Cette simplification (voir Boss & Rasmussen, 1995) permet d'associer directement les variations observées sur les Fischerplots aux variations purement eustatiques ; iii) l'application d'un facteur de décompaction n'est pas systématique (ou facteurs de compaction différentielle; Strasser & Samankassou, 2003). Il peut permettre de mieux distinguer pour chaque séquence la part d'accommodation attribuée respectivement à la subsidence et à l'eustatisme (Boss & Rasmussen, 1995) ; iv) l'enregistrement sédimentaire est considéré comme exhaustif et continu, et ne prend pas en compte les hiatus de sédimentation (*missing beats* ; Goldhammer et al., 1990) ou l'érosion, induisant des erreurs systématiques sur le temps d'enregistrement et l'épaisseur des dépôts ; v) seules les séquences de type « péritidales » présentant des faciès intertidaux accompagnés d'indices d'émersion peuvent raisonnablement convenir à l'évaluation de l'accommodation sur la séquence considérée (Husinec et al., 2008). Les séquences subtidales (Osleger et al., 1991) permettent au mieux d'approcher un taux d'accumulation dans les successions bien contraintes temporellement (Husinec et al., 2008).

Au-delà de ces difficultés, l'utilisation des Fischerplots permet une représentation fine de l'enregistrement sédimentaire. Leur significativité peut-être améliorée par : i) la multiplication des méthodes de datation, afin d'affiner la résolution temporelle ; ii) la définition de différentes séquences « types » identifiés à partir d'une analyse de faciès rigoureuse, et une représentation de chacune d'entre elle, avec ces spécificités (Bosence et al., 2009 ; Laya et al., 2013) ; iii) la comparaison des tendances sur plusieurs coupes du même bassin sédimentaire. Idéalement, les Fischerplots doivent être construits de la manière la plus robuste possible ; iv) les points de contrôle temporel avec une bonne précision doivent être mis en valeur, ainsi que les données moins sûres, et associées à des incertitudes.

2. La Plateforme Apulienne dans son contexte péri-Adriatique au Crétacé Supérieur

Cette section s'intéresse aux conditions environnementales du Crétacé Supérieur qui favorise la production carbonatée dans la région étudiée. L'enregistrement sédimentaire hérité de ces conditions spécifiques est décrit en trois points qui permettent d'investir au-delà de la zone d'étude. Les dépôts observés dans les Apennins sont brièvement décrits dans un premier temps. Les successions relatives à la Plateforme Apulienne justifient plus d'attention dans un second temps. Elles sont examinées dans les Murges et le Gargano en Italie ainsi qu'en Grèce. Enfin, l'enregistrement sédimentaire des plateformes de Kruja-Gavrovo fait l'objet d'une description synthétique.

2.1. Climat tropical et développement des plateformes à rudistes

Depuis son individualisation dans le contexte péri-Adriatique au Jurassique Inférieur et jusqu'au Paléocène, la Plateforme Apulienne se distingue par une sédimentation quasi-exclusivement carbonatée. Celle-ci s'explique par le caractère isolé des plateformes Téthysiennes (Fig. 1.1 & 1.3 ; Zappaterra, 1994 ; Vlahović et al., 2005). Les reconstitutions paléogéographiques et paléo-climatiques révèlent un climat chaud et humide au Crétacé Supérieur, caractéristique d'une période de type *greenhouse* sous des latitudes équatoriales à péri-équatoriales (~15-20° ; Frakes & Francis, 1990 ; Dercourt et al., 2000 ; Meijers et al., 2010). Deconinck (2006) souligne la variabilité climatique durant le Crétacé Supérieur avec un refroidissement progressif des eaux de surfaces depuis Cénomaniens (~30°C) qui marque un optimum climatique, jusqu'au passage K/P (~19°C ; Pucéat et al., 2003). Le Crétacé est aussi marqué par des épisodes plus froids et/ou de détérioration des conditions de la sédimentation carbonatée. Plusieurs épisodes, notamment aux limites Albien/Cénomaniens et Cénomaniens/Turonien, soulignent une dégradation de ces conditions de plateforme. Elle est exprimée par la présence de « hardgrounds » et hiatus stratigraphiques (Dercourt, 2000), avec notamment le développement de bauxites qui manifestent des périodes d'émersion dans des conditions climatiques tropicales à subtropicales (Szantner et al., 1986 ; D'Argenio & Mindzenty, 1992 ; Mindzenty et al., 1995 ; Borgomano, 1987, 2000). Le Turonien Supérieur est associé à un épisode de refroidissement et une réduction de la production carbonatée des plateformes Téthysiennes (Deconinck, 2006).

Le Crétacé Supérieur correspond également à la période de plus haut niveau marin du Méso-Cénozoïque (Hardenbol et al., 1998 ; Deconinck, 2006). Dans le domaine Téthysien, ces conditions se traduisent au Cénomaniens par le développement de grandes plateformes carbonatées à rudistes (Dercourt et al., 2000), également caractéristiques du Sénonien

(Carannante et al., 1998 ; Moro et al., 2002 ; Simone et al., 2003, 2012). Elles sont couramment décrites comme des morphologies de type « rampe ». Les études menées sur les unités Apuliennes et des Apennins (Carannante et al., 1998) ainsi que sur la plateforme Adriatique en Croatie (Moro & Ćosović, 2013) révèlent des associations faciologiques semblables, largement dominées par les rudistes et caractéristiques d'un environnement subtidal ouvert sans barrière récifale (Fig. 1.14 ; Sirna, 1991 ; Simone et al., 2003 ; Moro & Ćosović, 2013).

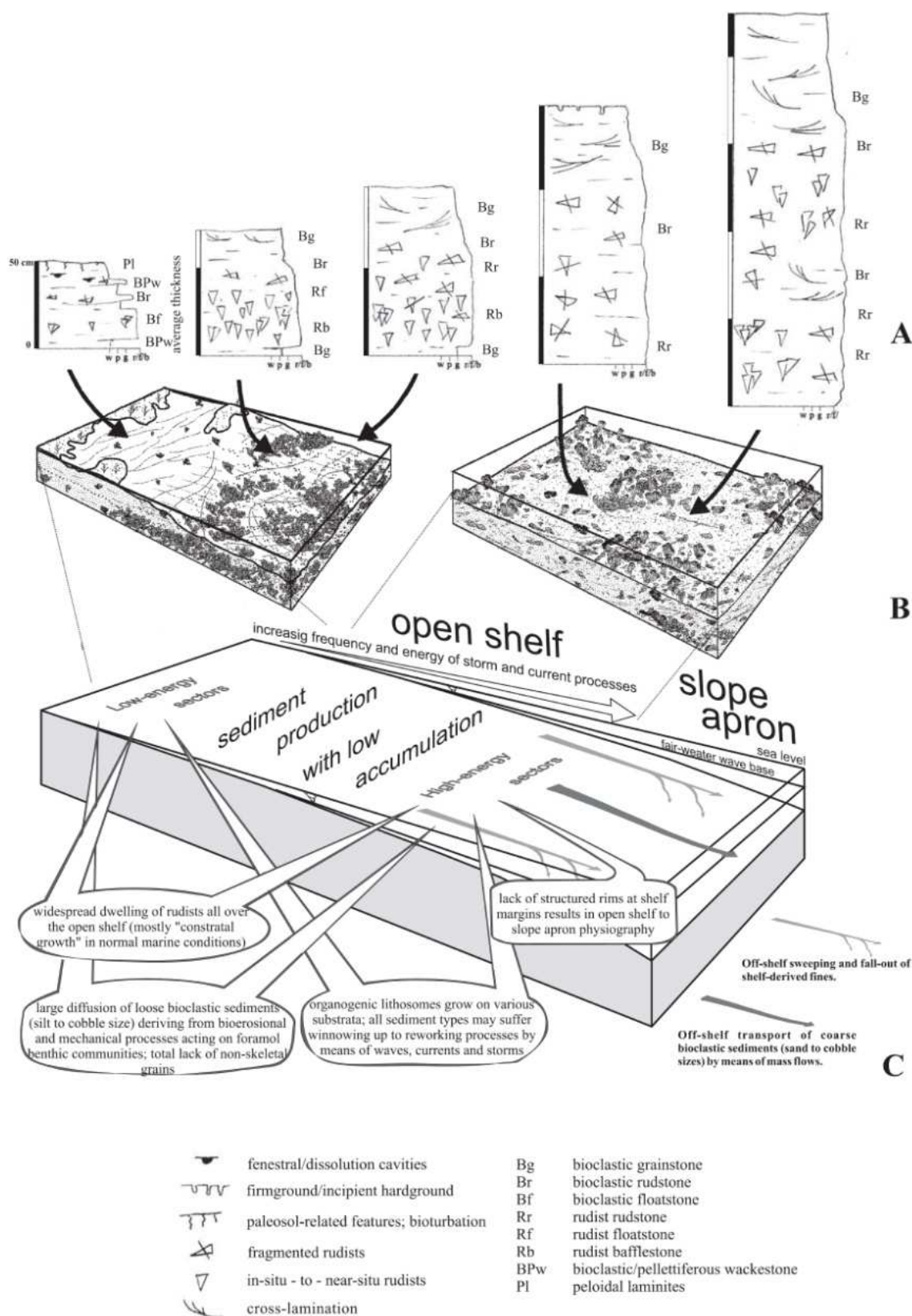


Figure 1.14: Modèle de dépôt des plateformes ouvertes à rudistes du sud de l'Italie au Coniacien – Campanien Inférieur. Deux modèles sont distingués depuis l'environnement le plus interne (faible énergie) jusqu'à l'environnement plus externe (haute énergie), d'après Simone et al. (2003).

2.2. L'enregistrement sédimentaire du Crétacé Supérieur dans la région péri-Adriatique

Les séries carbonatées néritiques du Crétacé Supérieur étudiées en Italie peuvent être regroupées en deux ensembles que sont les Apennins à l'Ouest et le *foreland* Apulien à l'Est issus du développement de deux grandes plateformes carbonatées séparées par les bassins du Lagonegro et de Molise (Fig. 1.3). Sur la côte Dalmate et jusqu'en Grèce, les dépôts de la plateforme Adriatique et de Kruja-Gavrovo ont fait l'objet de nombreux travaux.

a. Les Apennins

La formation sénonienne est mieux étudiée que l'intervalle Cénomani-Turonien dans les Apennins. Les successions décrites sont localisées dans les Abruzzes (Chiocchini et al., 2008 ; Brandano & Loche, 2014), Les monts Matese (Carannante et al., 1993 ; Ruberti, 1997 ; Simone et al., 2003) ou la Péninsule de Sorrento (Fig. 1.3 ; Carannante et al., 1998 ; Carannante et al., 2000). Les travaux réalisés reportent des assemblages de faciès dominés par les rudistes. Simone et al. (2003) distinguent deux environnements de dépôt (Fig. 1.14). Un environnement soumis à la houle et aux tempêtes, caractéristique d'un milieu subtidal ouvert dépourvu de barrière récifale. Les faunes de rudistes sont diversifiées et organisées en corps sédimentaires d'extensions limitées. Ces regroupements sont communément associés à des dépôts bioclastiques à figures sédimentaires attestant de conditions hydrodynamiques agitées. Le second environnement est dominé par des faciès silteux à boueux. Les communautés de rudistes sont régulièrement monospécifiques (*Radiolitidae*) et les bancs attestent une plus grande continuité. Ces spécificités suggèrent une mise en place dans un milieu plus calme et plus interne (Fig. 1.14 ; Simone et al., 2003).

Les 500 mètres de carbonates néritiques du Crétacé Inférieur exposés dans le massif de la Maiella révèlent des conditions de dépôts peu profondes, attestées par la mise en place de séquences intertidales (formation *Morrone di Pacentro*). Une tendance régressive est observée jusqu'au sommet de la succession du Crétacé Inférieur, parachevée par un horizon largement karstifié et associé à une formation de bauxite localement. Le hiatus relatif à cet horizon est estimé à l'intervalle Albien Supérieur – Cénomani Moyen (Crescenti et al., 1969 ; Accarie, 1988 ; Eberli et al., 1993).

Le ré-établissement de conditions de dépôt de plateforme carbonatée peu profonde est attesté dès le Cénomani Moyen, avec jusqu'au Campanien Inférieur la mise en place de paraséquences péri- à subtidales (formation *Cima delle Murelle*). Les paraséquences péritidales sont typiquement constituées de wackestones bioturbés à la base en strates épaisses suivis dans la partie supérieure de grainstone à péloïdes et de mudstone à fenestrées,

indiquant une restriction progressive du milieu (*shallowing-upward*). Les paraséquences subtidales sont constituées à la base de débris bioclastiques grossiers (principalement rudistes) suivis de litages obliques et coiffés par des biostromes à rudistes. La présence des faciès supratidaux (mudstone à fenestrées, stromatolites) au sommet est parfois observée.

Les conditions de sédimentation de plateforme cessent au Campanien Moyen, remplacées par la mise en place des dépôts gravitaires bioclastiques (turbidites proximales) de la formation *d'Orfento* (Eberli et al., 1993 ; Mutti et al., 1996).

b. La Plateforme Apulienne dans les Murges et sur le promontoire du Gargano

La succession Apulienne affleure sur une large partie de la côte Est en Italie (Fig. 1.15). Elle a fait l'objet de nombreuses études sédimentologiques dans la région des Murges (Spalluto et al., 2008 ; Spalluto & Caffau, 2010 ; Pieri et al., 2010) ainsi que sur le promontoire du Gargano (Borgomano, 1987, 2000 ; Bosellini et al., 1999 ; Graziano, 2013 ; Hairabian, 2014).

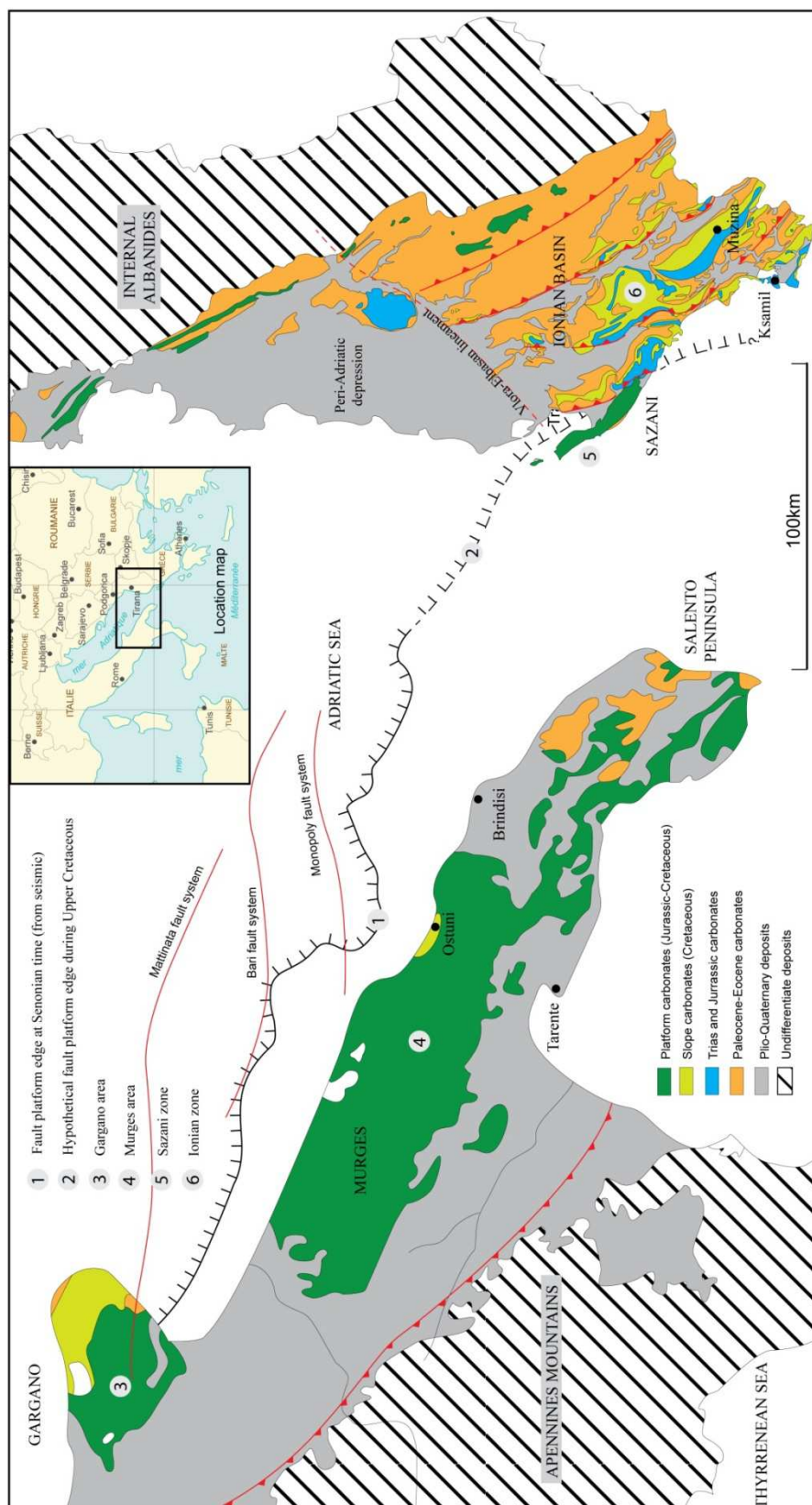


Figure 1.15: Carte géologique simplifiée de l'Ouest de l'Albanie et de la région des Pouilles et du Gargano en Italie (côté italien modifié d'après Borgomano, 2000).

Les Murges

La succession des Murges s'étend du Crétacé Inférieur (Valanginien) au Crétacé Supérieur (Cénomanien). Les quelques 2000 mètres de dépôts des « calcaires de Bari » (Fig. 1.16) sont constitués de séquences de dépôt métriques à pluri-métriques fossilifères (Luperto-Sinni & Borgomano, 1989 ; Spalluto, 2004), de nature carbonatée ou dolomitique (Mindszenty et al., 1995). Au sein de cette sédimentation de plateforme interne (Ricchetti, 1975 ; Ciaranfi et al., 1988) largement constituée de dépôts intertidaux et subtidaux peu profonds (Spalluto & Caffau, 2010) plusieurs niveaux repères méritent d'être relevés dans le Crétacé Supérieur :

- 1) Un niveau de brèches dolomitiques d'environ 20 m d'épaisseur et comprenant des éléments bréchiques centimétriques à décimétriques incorporés dans une matrice dolomitique. Il est daté du Cénomanien Inférieur (Fig. 1.16 ; Spalluto & Caffau, 2010 ; Spalluto, 2012) ;
- 2) Le niveau *Sannicandro*, d'environ 20 mètres d'épaisseur, révèle une association de rudistes et d'ostréidés (Chondrodonta) faiblement remaniés (Azzaroli et al., 1968 ; Spalluto & Caffau, 2010) ;
- 3) Le niveau *Toritto* (Cénomanien terminal – Turonien) également développé sur environ 20 m d'épaisseur révèle des mudstones non-fossilifères à la base passant à un floatstone/rudstone à débris bioclastiques présentant des figures sédimentaires. La partie sommitale est riche en rudistes de grande taille, notamment Caprinidés et Sauvaginidés (Fig. 1.16 ; Azzaroli et al., 1968 ; Spalluto & Caffau, 2010) ;
- 4) Une discontinuité majeure est identifiée au Turonien par la présence de bauxites et de paléosols (Mindszenty et al., 1995 ; Spalluto & Caffau, 2010) qui indique une émergence prolongée. Une flexuration à l'échelle régionale résultant d'un stress lithosphérique à grande échelle pourrait-être responsable de cette émergence (Cloetingh, 1988 ; Mindszenty et al., 1995).

Les calcaires de Bari sont recouverts par les calcaires *d'Altamura* définis du Coniacien/Santonien au Maastrichtien (Mindszenty et al., 1995 ; Borgomano et al., 2000). Ils affleurent dans le Sud-Est des Murges et sur la Péninsule du Salento (Fig. 1.15 & 1.17). Cette série se compose de mudstones et de stromatolites à la base, et de biostromes à rudistes au sommet, régulièrement associés à des packstone/grainstone bioclastiques (Borgomano et al., 2000).

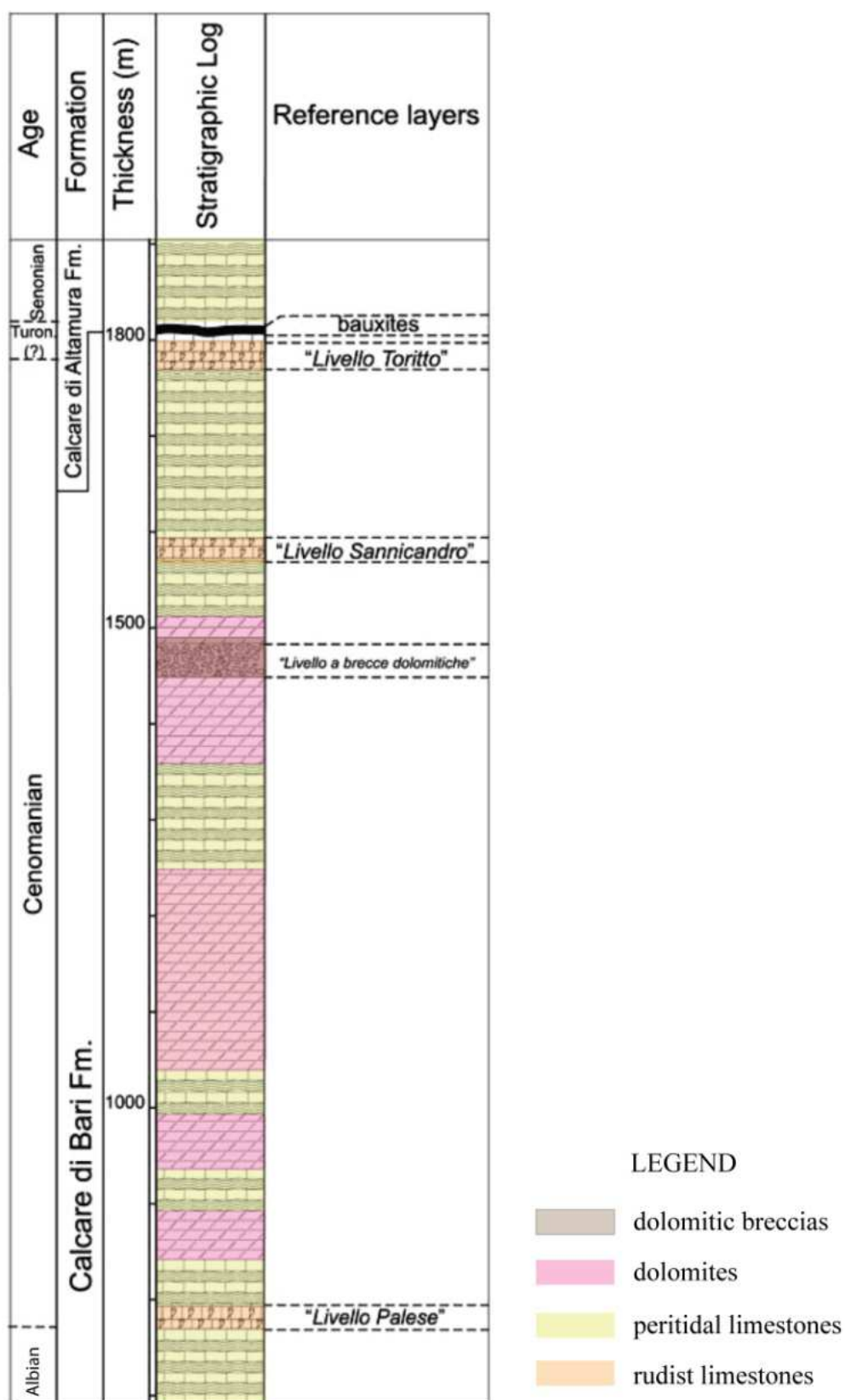


Figure 1.16: Litholog simplifié de la partie supérieure de la succession des « calcaires de Bari », modifié d'après Spalluto & Caffau (2010).

Le Gargano

L'horizon bauxitique qui couvre la période Cénomanién terminal – Turonien (Luperto-Sinni, 1996) est également identifié sur le promontoire de Gargano (Fig. 1.15). Il est employé comme niveau repère entre les formations qui couvrent l'intervalle Bérriasien – Cénomanién, communément divisées en trois unités (Calcaires de Bari, déjà évoquée, de *San Giovanni Rotondo* et de *Masseria Quadronne*) et la formation sénonienne de *Lauriola* ou *d'Altamura* (Fig. 1.17 ; Bosellini et al., 1999 ; Borgomano, 2000 ; Graziano et al., 2013 ; Hairabian, 2014).

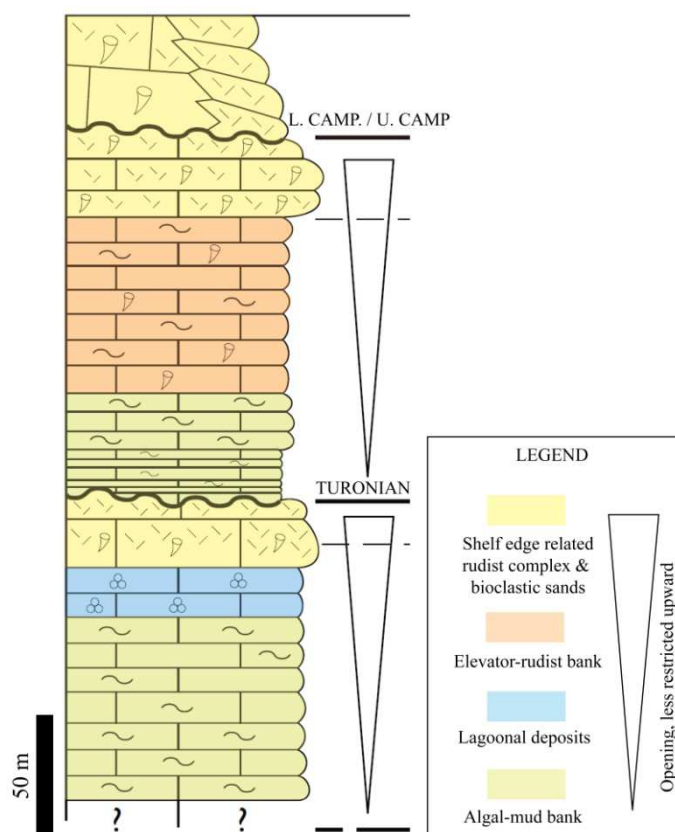


Figure 1.17: Succession de plateforme observée sur le promontoire du Gargano, formations de *Masseria Quadronne* et *Lauriola* (ou *Altamura*). Les deux discontinuités représentées sont celles du Turonien et de la limite Campanien Inférieur-Campanien Supérieur, modifié d'après Borgomano (2000).

1) La formation de *San Giovanni Rotondo* s'étend depuis le Valanginien jusqu'à l'Aptien (Bosellini et al., 1999 ; Borgomano, 2000 ; Hairabian et al., 2014) et comprend 500 à 700 m de dépôts carbonatés internes composés de mudstones / wackestones révélant des indices émerifs (Luperto-Sinni & Masse, 1986 ; Mindszenty et al., 1995 ; Borgomano, 2000 ; Hairabian et al., 2014).

2) La base du Crétacé Supérieur est constituée de la formation de *Masseria Quadronne*, composée de stromatolites et de wackestones à fenestrées (Borgomano, 1987). Des faciès

riches en foraminifères benthiques sont également identifiés (Crescenti & Vighi, 1964) ainsi que quelques biostromes à rudistes (Borgomano, 1987). La partie supérieure de la formation est karstifiée et recouverte par l'horizon bauxitique (Fig. 1.17).

3) La formation sénonienne de *Lauriola* (Turonien ?-Santonien ; Fig. 1.17 & 1.18; Luperto-Sinni, 1986) est composée de mudstones / wackestones de couleur sombre et de marnes vertes révélant des ostracodes et des algues de type charophyte (Crescenti & Vighi, 1964 ; Borgomano, 2000 ; Hairabian et al., 2014). La partie supérieure de la formation est constituée de wackestone à pelloïdes et de faciès à rudistes (wackestone a framestone, Fig. 1.17 & 1.18).

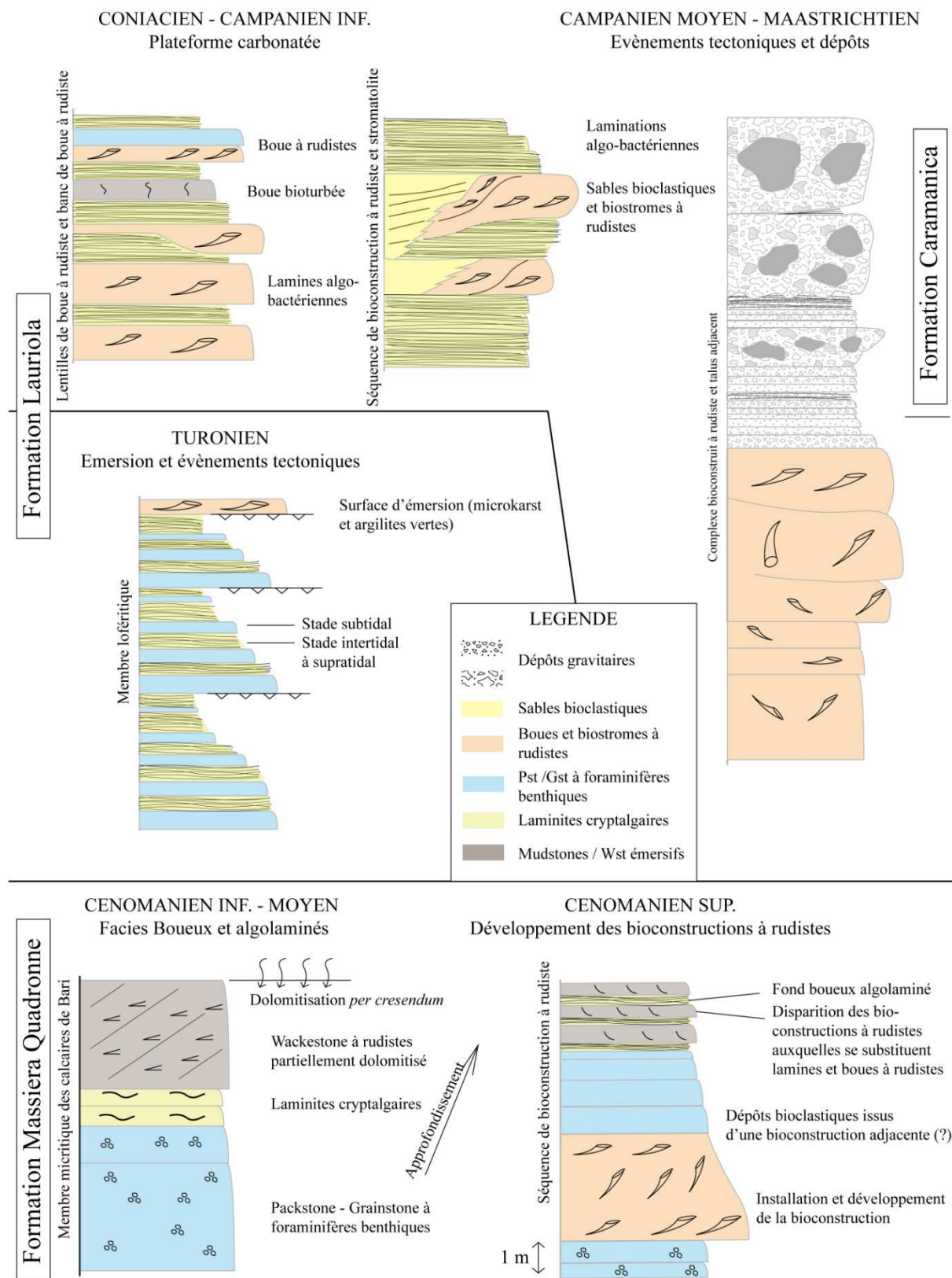


Figure 1.18: Les principales séquences de dépôt observées sur le promontoire du Gargano, modifié d'après Borgomano (1987).

Dans les régions des Murges et du Gargano, la sédimentation présente un aspect cyclique (Fig. 1.18 & 1.19 ; Borgomano, 1987 ; Spalluto, 2012). Les successions sont organisées en séquences métriques qui révèlent des caractéristiques communes : i) des faciès marins semblables, dominés par les rudistes pour les plus externes, et par les laminations microbiennes pour les plus internes ; ii) des émerSIONS ou pseudo-émerSIONS répétées, indiquées par la formation de paléosols, une dolomitisation précoce, ou la présence de fenestrees ; iii) une évolution verticale des dépôts qui atteste régulièrement d'une restriction progressive de l'environnement de dépôt vers le haut de la séquence (*shallowing upward* ; Borgomano, 1987 ; 2000 ; Spalluto, 2012).

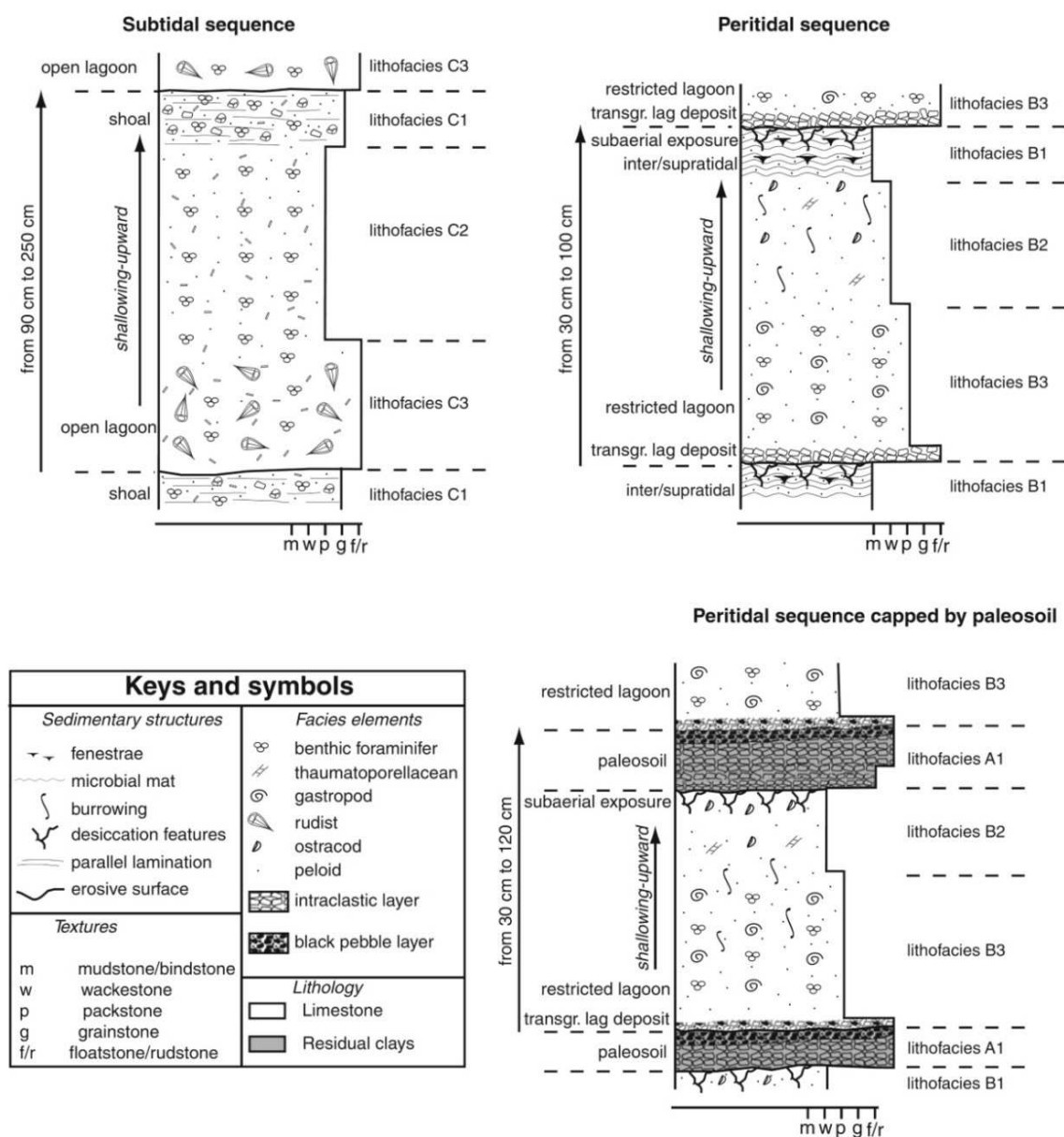


Figure 1.19: Représentation schématique de trois séquences de dépôt « type » identifiées dans les Murges (Albien-Cénomanién), d'après Spalluto et al. (2012).

c. La zone pré-Apulienne

Une succession à dominance néritique datée du Crétacé Supérieur affleure aussi en Grèce, de manière discontinue, sur les pointements insulaires de Paxos, Antipaxos, Lefkadas, Cephalonia et Zakynthos (Fig. 1.20 ; Karakitsios & Rigakis, 2007). Certains auteurs (Renz, 1940 ; Aubouin, 1959 ; Karakitsios & Rigakis, 2007, Di Carlo et al., 2010) rattache cette succession à une unité « pré-Apulienne » correspondant à une zone transitionnelle entre la Plateforme Apulienne et le Bassin Ionien. La succession, bien que moins bien décrite que son analogue italien, permet de définir une évolution de la sédimentation en deux phases distinctes durant le Crétacé Supérieur. Les éléments faunistiques (foraminifères benthiques, *Cuneolina sp.*, *Thaumatoporella sp.*, fragments de rudistes) relevés dans l'enregistrement Cénomaniens-Turonien attestent une sédimentation néritique de plateforme carbonatée (Karakitsios & Rigakis, 2007). L'épisode émergatif du Turonien n'est pas mentionné. La série du Campanien-Maastrichtien révèle une évolution graduelle vers des faciès plus externes, crayeux puis argileux à foraminifères planctoniques (*Globotruncana elevata*, et *Globotruncana stuarti*) attestant un approfondissement du milieu de dépôt.

d. Plateforme Adriatique et de Kruja-Gavrovo

La Plateforme Adriatique est exposée dans les Dinarides. Son extension méridionale dans les Albanides et Hellénides prend communément le nom de Plateforme de Kruja-Gavrovo (Aubouin, 1959 ; Heba & Prichonnet, 2006). Le développement de Plateforme Adriatique (Fig. 1.3) est communément divisé en trois méga-séquences (Vlahović et al., 2005). Les deux premières (Carbonifère Supérieur – Permien Moyen et Permien Moyen – Trias Moyen) sont analogues à la Plateforme Apulienne. Ce n'est qu'à partir du Trias Supérieur – Jurassique Inférieur que les deux ensembles s'individualisent, à partir du rifting initié dans le Bassin Ionien/Adriatique, et dès lors attestent d'une histoire singulière (Gušić & Jelaska, 1993 ; Robertson & Shallo, 2000 ; Jelaska, 2003 ; Vlahović et al., 2005). Trois facteurs ont une influence majeure sur l'évolution de l'ensemble Adriatique/Kruja-Gavrovo au Crétacé Supérieur : i) l'instabilité tectonique ii) les variations eustatiques et iii) l'expansion des communautés à rudistes (Vlahović et al., 2005 ; Heba & Prichonnet 2006).

La Plateforme Adriatique

Le développement des communautés à rudistes est indiqué dès le Cénomaniens Inférieur (Vlahović et al., 2005). Il est associé au développement de paraséquences émergives reflétant l'aspect cyclique de la sédimentation sur la plateforme Adriatique, de manière semblable aux affleurements de la Plateforme Apulienne (Fig. 1.18 & 1.19 ; Vlahović et al., 2005). Ces conditions de sédimentation néritiques reconnues sur la Plateforme Adriatique pendant le Cénomaniens sont en contradiction avec les évidences d'enneigement et de retrait des

plateformes carbonatées partout dans le monde (Schlager & Ginsburg, 1981 ; Husinec & Jelaska, 2006). Cette caractéristique serait induite par des mouvements tectoniques à grande échelle, et le passage d'un régime extensif à un régime compressif (Eberli, 1991 ; Husinec & Jelaska, 2006).

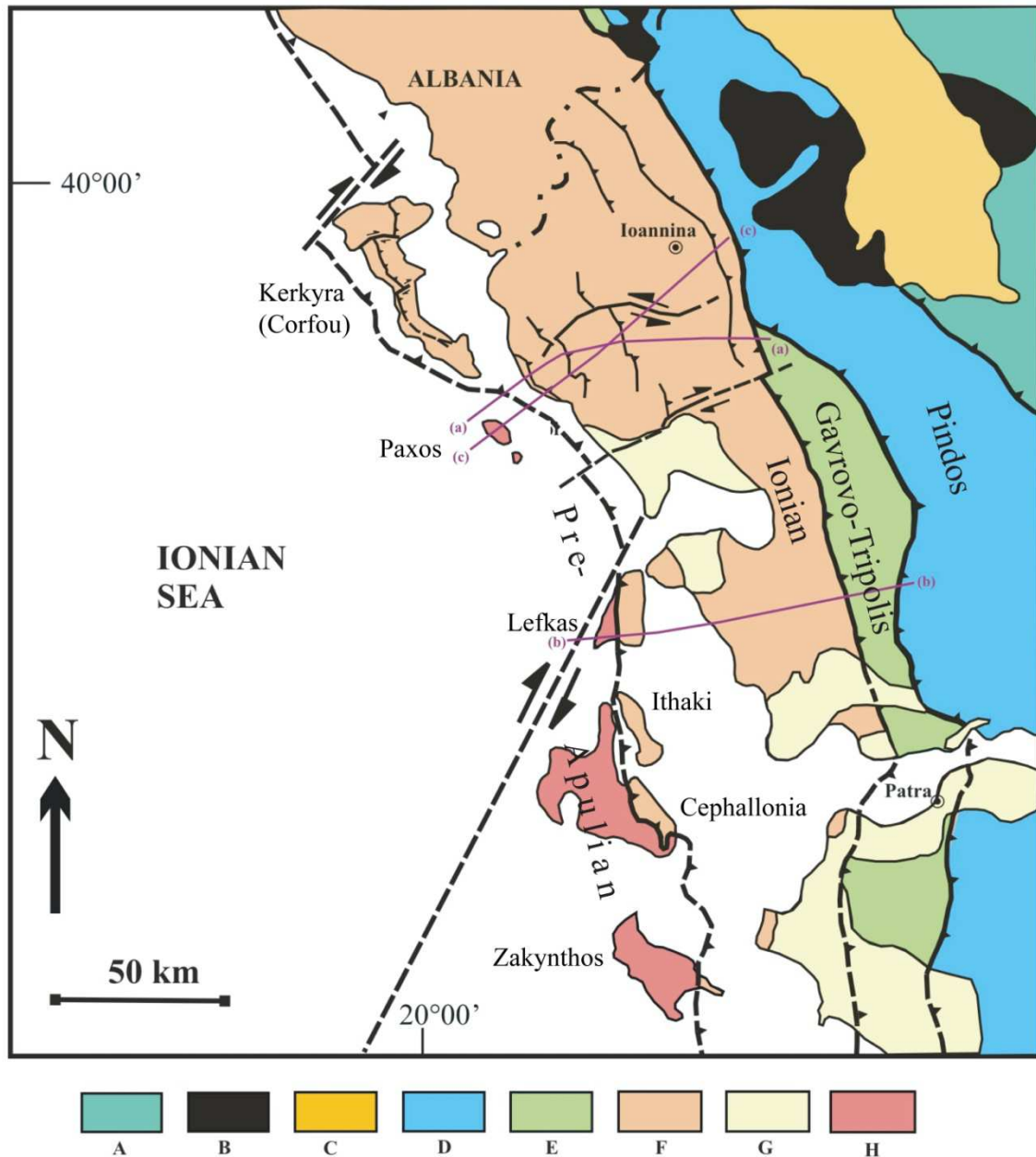


Figure 1.20: Carte géologique simplifiée de la Grèce occidentale. (A) Domaine Pelagien, (B) Ophiolites, (C) Molasse Meso-hellénique, (D) Zone du Pinde, (E) Zone de Gavrovo-Tripolitza, (F) Zone Ionienne, (G) Néogène – Quaternaire, (H) Zone pre-Apulienne, d'après Karakitsios & Rigakis (2007).

Un ennoiment de la plateforme Adriatique est cependant relevé au Cénomanién Supérieur – Turonien. La disparition des faunes benthiques (Husinec & Jelaska, 2006) et le dépôt

d'hémipélagites (Ile de Brač ou sud de l'Istrie ; Moro et al., 2002) attestent l'arrêt de la sédimentation carbonatée néritique à cette période. L'activité tectonique, appuyée par la présence de glissements sédimentaires (*slumps*; Husinec & Jelaska, 2006) ainsi que l'évènement anoxique de *Bonarelli* (OAE2 ; Schlanger & Jenkyns, 1976 ; Jenkyns, 1980), sont deux candidats possibles à la démise de cette plateforme. L'expansion des communautés à rudistes durant le Turonien – Maastrichtien est interrompue par deux évènements régionaux : i) la discontinuité du Campanien Supérieur, attestée sur de nombreux affleurements dans les Dinarides (Brač, Hvar) entre les formations *Pučišća* et *Sumartin* (Moro et al., 2002 ; Steuber et al., 2005 ; Korbar et al., 2009 ; Brlek et al., 2013) ; ii) une mise en place discordante des dépôts de l'Eocène sur les dépôts du Maastrichtien Inférieur (Moro et al., 2002).

La plateforme de Kruja

Les dépôts carbonatés crétacés de la Plateforme de Kruja affleurent de manière sporadique à la faveur d'un accident chevauchant de direction NNO-SSE en Albanie (Fig. 1.7, 1.15 & 1.21). Du Nord au Sud, les successions sédimentaires sont exposées dans les massifs de Kakarriqit & Rrencit, Kruja-Dajt, et Kulmaka respectivement.

Les deux derniers ont fait l'objet d'études bio-stratigraphiques approfondies (Heba & Prichonnet, 2006, 2009 ; Heba, 2008 ; Heba et al., 2009) qui mettent en évidence plusieurs hiatus sédimentaires sur les coupes étudiées.

Un arrêt de l'enregistrement sédimentaire est notamment identifié à la base du Cénomanien (Biozone CsB1 ; Fleury, 1980), du Santonien Supérieur (CsB4), du Maastrichtien Inférieur (CsB7), et enfin de la base du Danien (Heba & Prichonnet, 2009). Ces discontinuités sont identifiées sur plusieurs coupes dans le massif de Kulmaka et de Kruja-Dajt, mais aucune d'entre elle n'est reconnue uniformément, suggérant une morphologie en *horst* et *graben*, notamment guidée par des mouvements décrochants au Santonien Supérieur (Heba & Prichonnet, 2009).

L'enregistrement sédimentaire au Cénomanien (CsB1-CsB2) est composé de wackestones à fenestrées, de packstones-grainstones à oolithes et gastéropodes, ainsi que de grainstones en strates massives révélant une faune composée de foraminifères benthiques. Ces dépôts sont systématiquement associés à des débris de rudistes. Le développement de biostromes à rudistes est attesté dès le Cénomanien Moyen à Supérieur (Massif de Kulmaka ; Heba & Prichonnet, 2009). L'association de grands rudistes (notamment *Polyptychus* cf. *pseudonobilis* Choffat) avec les foraminifères marqueurs des biozones CsB2 et CsB3 (Fleury, 1980) est documentée jusqu'au Santonien, reflétant des environnements de dépôt inter- à subtidaux.

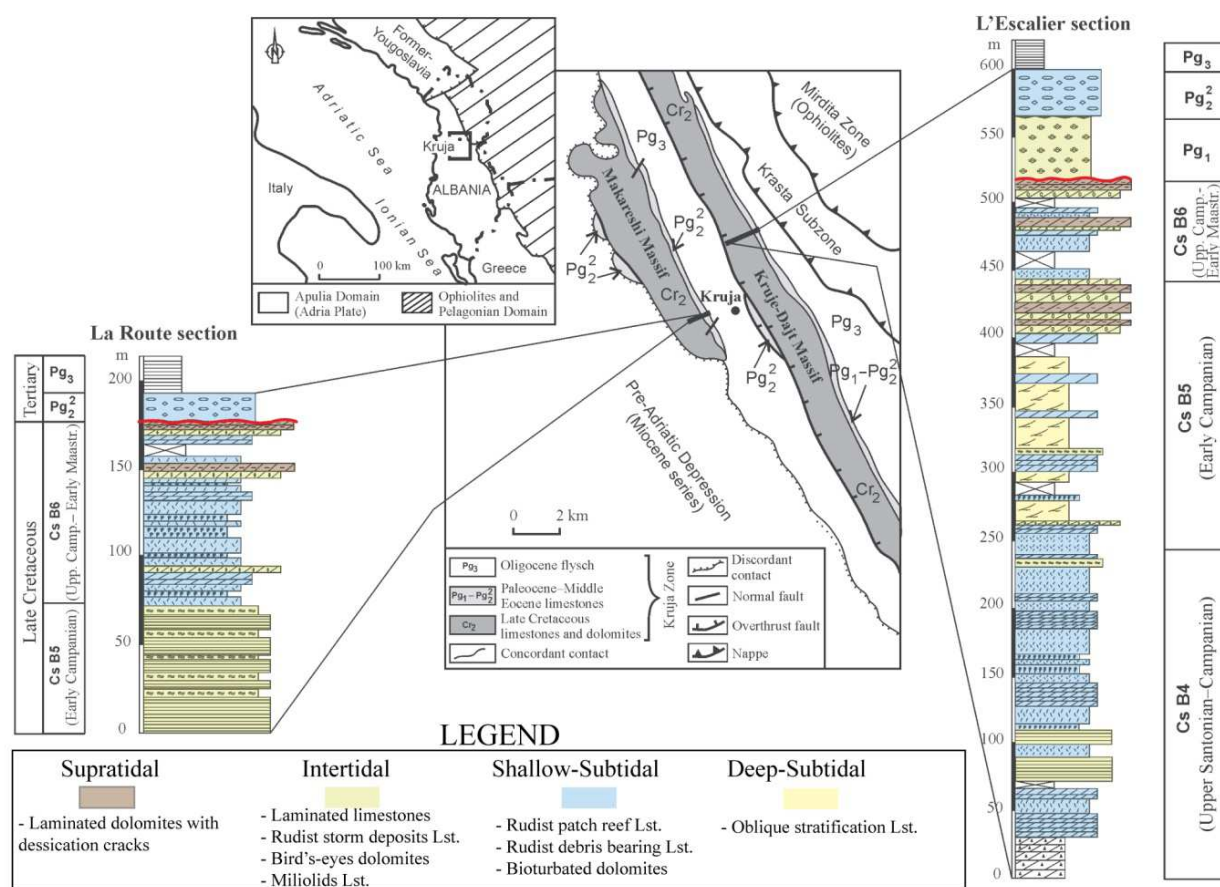


Figure 1.21: Situation et lithologie des coupes de « la Route » et « l'escalier » ainsi que la biostratigraphie du Crétacé Supérieur et de l'Eocène de la Plateforme de Kruja, modifié d'après Heba et al. (2009). Abréviations : Lst., Limestones.

La période d'instabilité tectonique initiée au Santonien Supérieur entraîne une différenciation de deux ensembles distincts : i) une partie « occidentale » qui présente d'importantes lacunes sédimentaires (CsB4 à Kruja et CsB4-CsB5 dans le massif de Kulmaka, du Santonien Supérieur au Campanien Inférieur) puis une sédimentation pélagique au Maastrichtien ; et ii) une partie « orientale » qui maintient une sédimentation néritique dominée par des calcaires bio-micritiques et bioclastiques jusqu'au Maastrichtien Supérieur.

Chapitre 3 : La re-sédimentation carbonatée de pente et de bassin

Les premiers travaux sur les courants gravitaires remontent aux recherches de Florel (1885) qui rapporte les caractéristiques de courants de densité dans le lac de Genève. Les découvertes fleurissent ensuite à partir de la fin des années 30, avec l'étude d'enregistrement sédimentaires marins (Stetson & Smith, 1938 ; Bramlett & Bradley, 1942) et les travaux expérimentaux de Keunen (1937, 1966) et Kuenen & Migliorini (1950). Depuis lors, la production scientifique dédiée à la compréhension des courants gravitaires a été considérable, menant parfois à des conflits terminologiques (Mulder & Alexander, 2001), notamment pour le terme même de « turbidite » (Shanmugam, 1997, 2002). Ces confusions viennent en partie du fait que les classifications établies peuvent être fondées sur le type de courant gravitaire (ex : concentré, hyperconcentré ; Mulder and Cochonat, 1996 ; Shanmugam, 2000), le processus dominant le transport particulaire (ex : turbulence, interactions granulaires ; Middleton & Hampton, 1973 ; Lowe, 1979, 1982 ; Mulder & Alexander, 2001) ou encore la nature des dépôts le long d'un profil de pente (Bouma, 1962 ; Mutti & Normak, 1987 ; Pickering & Hilton, 1998). L'objectif de ce chapitre est, d'une part, de parcourir brièvement les classifications des écoulements et autres processus gravitaires ainsi que les modèles de re-sédimentation. La terminologie évoquée sera employée pour la description de l'enregistrement sédimentaire du Bassin Ionien au Crétacé Supérieur. La synthèse des travaux de la zone régionale d'étude s'attache dans un premier temps à décrire les dépôts issus d'une re-sédimentation gravitaire e, Italie, Grèce et Albanie, puis se concentre sur la synthèse des éléments stratigraphiques à l'échelle de la marge Apulienne.

1. Processus de dépôt et modèles de re-sédimentation

La diversité des dépôts formant une succession de bassin s'exprime par plusieurs critères qualificatifs : nature et géométrie du dépôt (épaisseur, continuité latérale), classement des grains, texture ou figures sédimentaires. Le principe que « chaque turbidite (au sens large) est le résultat d'un unique évènement de courte durée, et dont la probabilité d'être remanié par d'autres courants est extrêmement faible » (Walker, 1984) appelle à considérer les caractères propres et l'unicité de ces processus sous-marins.

Dans la section qui suit, la classification présentée rassemble les principaux types de processus gravitaires de dépôts sous-marins, tout en s'affranchissant un maximum des distinctions entre systèmes silico-clastiques et carbonatés. Dans une deuxième section, nous verrons les modèles de référence des systèmes de re-sédimentation, principalement définis pas les systèmes silico-clastiques, et tenterons de dégager les singularités de leur homologues carbonatés.

1.1. Classification des processus et écoulements gravitaires

Nous distinguerons 2 types de re-sédimentation de bassin : a) les mouvements de masse, avec un accent particulier porté sur les mécanismes de glissement, ou *slump*, et b) les écoulements gravitaires et leur dépôts associés (Mulder & Cochonat, 1996 ; Mulder & Alexander, 2001). La mise en place des dépôts de re-sédimentation sur un profil de pente est illustrée par la figure 1.22.

a. Les mouvements de masse

Les mouvements en masse ont une importance considérable pour le transport sédimentaire dans le bassin (Fig. 1.22; *Landslide*, Varnes, 1958 ; *Mass slide*, Mulder & Cochonat, 1996). La rupture à l'origine de leur génération intervient lorsque les forces de rétention du matériel sédimentaire sur la pente devient inférieure aux forces motrices s'exerçant vers le bas de pente (Lee et al., 2007). Cette rupture peut-être provoquée par de nombreux facteurs autres que la pente elle-même, notamment des facteurs internes, liés aux processus sédimentaires et hydrodynamiques du système de dépôt, ou encore à des facteurs externes, liés à la tectonique ou autres causes non corrélées au système de dépôt (Owen, 1987 ; Spalluto et al., 2007). Les mécanismes de transport incluent la gravité et les forces internes liées au mouvement du corps sédimentaire, mais excluent les contraintes de traction associées à un mouvement fluide qui font elles référence à des « écoulements gravitaires » (Lee et al., 2007). Plusieurs classifications et terminologies sont associées aux dépôts résultant de ces déstabilisations

sous-marines, parmi lesquelles celles de Varnes (1958), Prior (1984), Norem et al. (1990) ou Mulder & Cochonat (1996).

Mulder & Cochonat (1996) individualisent trois types de mouvements de masse sur la base i) des mécanismes de fluage (*creeping*), ii) d'avalanche, ou iii) de glissement (*slide & slumps*, Mulder & Alexander, 1996 ; Lee et al., 2007).

i) Le premier phénomène s'applique à des successions principalement argileuses ou silteuses. Il fait référence à une déformation élastique du sédiment sous l'effet d'une charge ou d'un faible taux de déformation qui lui est appliqué (Mulder & Alexander, 1996).

ii) Les phénomènes d'avalanche, également appelés chutes de roches (*rock falls*, Mulder & Alexander, 1996) sont caractérisés par une dislocation importante du matériel sédimentaire et un dépôt d'éléments décimétriques à hectométriques en bas de pente.

iii) Les phénomènes de glissements (*slide & slumps*, Mulder & Alexander, 1996) sont identifiés comme des mouvements de masses sédimentaires « cohérentes » limités par des plans de rupture (Mullins & Cook, 1986) dont le caractère est utilisé dans certaines classifications pour déterminer le type de structure (chevauché, en « domino », translatif ou rotatif ; Mulder & Alexander, 1996). La particularité des *slumps* réside aussi dans la conservation partielle de structures sédimentaires originelles (Woodcock, 1976).

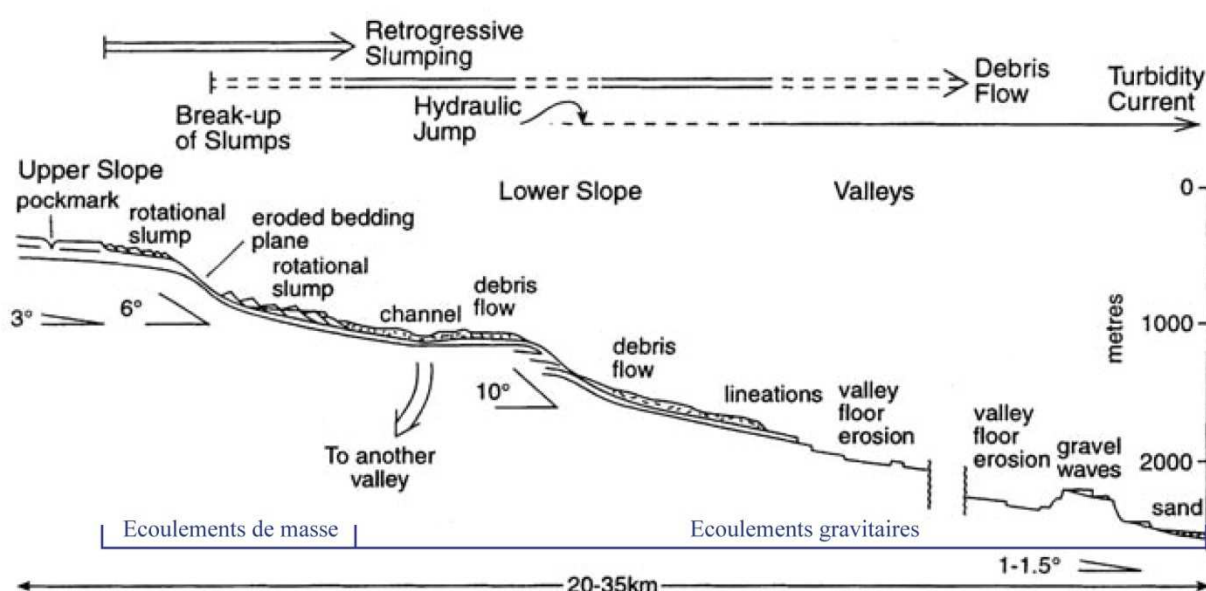


Figure 1.22: Schéma interprétatif des mouvements de masse et écoulements gravitaires sur la pente du Grand Banc des Bahamas, modifié d'après Piper et al. (1999).

Nous donnerons ici quelques éléments et références associées concernant les caractéristiques reconnues dans les slumps, puis nous tenterons de donner les mécanismes de transport et de mise en place de ces appareils, toujours en partie incompris aujourd'hui.

Le développement des *slumps* le long d'un profile de pente peut-être schématiquement décomposé en trois phases distinctes i) d'initiation, ii) de translation, et iii) de cessation du mouvement de glissement (Fig. 1.23 ; Farrell & Eaton, 1988 ; Webb & Cooper, 1988 ; Alsop & Marco, 2011). Ces phases se distinguent par la signature des déformations syn-sédimentaires.

L'*initiation* est caractérisée par la présence de failles normales ou listriques (Mulder & Alexander, 1996) qui marque l'*extension* (Webb & Cooper, 1988) à l'origine du déplacement sédimentaire vers l'aval et entraînent un amincissement de la série remaniée dans le haut de pente. La prépondérance de plis droits parallèles est régulièrement reportée (Farrell & Eaton, 1988). Cette caractéristique atteste d'un raccourcissement horizontal de la série (Alsop & Marco, 2011).

La *translation* est marquée par un accroissement des contraintes de cisaillement (Webb & Cooper, 1988) qui se traduisent dans les déformations syn-sédimentaires par une rotation de l'axe des plis (Farrell & Eaton, 1988) et la formation de plis déversés, progressivement asymétriques et préférentiellement inclinés vers l'aval (Alsop & Marco, 2011). L'amplification des figures de plissement conduit notamment à des ruptures de bancs. L'orientation de l'axe des plis est généralement en cohérence avec la paléo-pente (Woodcock, 1976 ; Webb & Cooper, 1988 ; Alsop & Marco, 2011).

La *cessation* du mouvement est marquée par des déformations intenses et un épaissement de la série sédimentaire remaniée dues à l'action de forces compressives (Webb & Cooper, 1988). Les séquences de type chevauchantes *piggy-back* sont fréquemment relevées. Alsop & Marco (2011) distinguent deux phases post-cessation, la *relaxation* et la *compaction*, qui ont pour effet respectif le plissement secondaire petite-échelle entre les plis majeurs et l'aplatissement des structures plissées (*mushroom-shaped folds*).

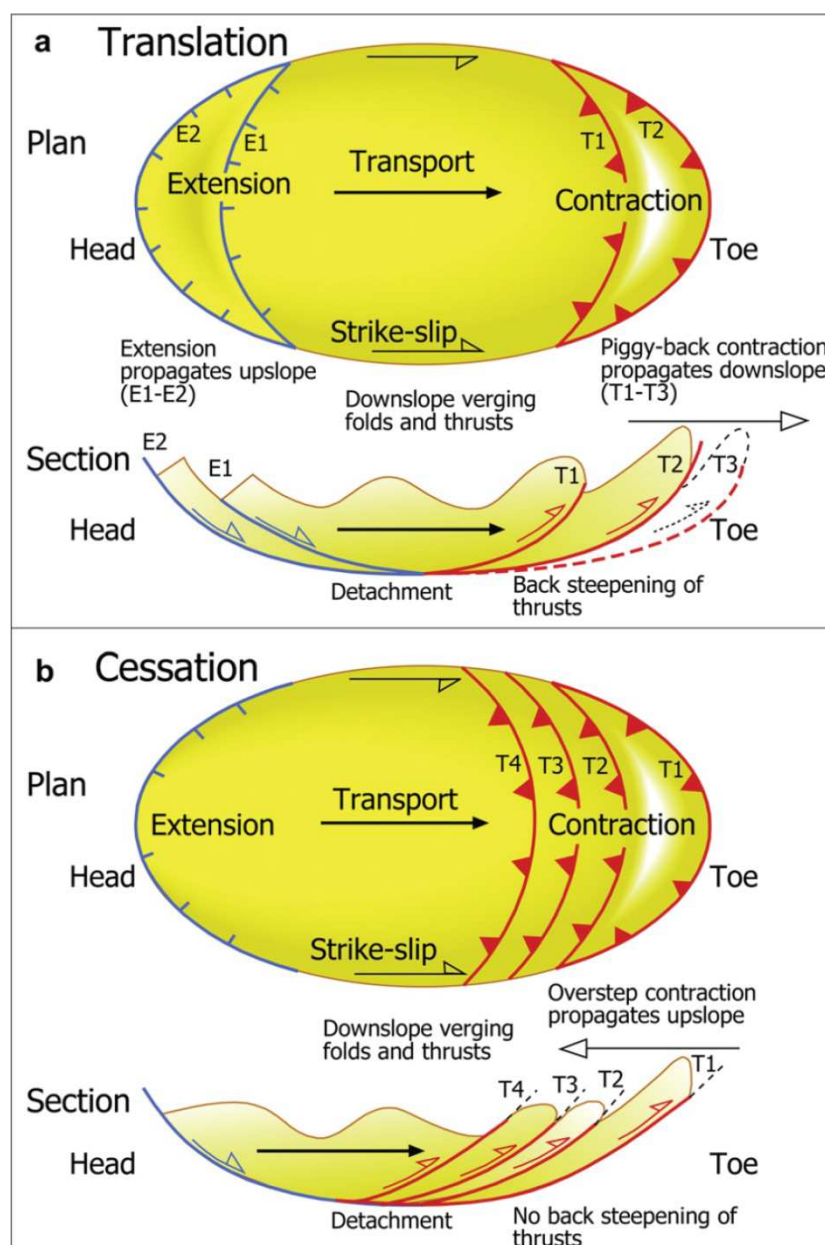


Figure 1.23: Représentation schématique (en plan et en coupe) des structures d'extension, de décrochement, et de contraction générées dans un slump durant la phase de translation (a) et de cessation (b). D'après Alsop & Marco, 2011.

b. Les écoulements gravitaires

La plupart des classifications de référence des dépôts d'écoulement gravitaires sont issues d'études dans des formations silico-clastiques, à l'image de celle de Bouma (1962), Stow & Shanmugam (1980), Lowe (1982) ou Mutti (1992). Cependant, l'analogie des faciès développés dans les systèmes silico-clastiques et carbonatés, soulignées dans les travaux de Rusnak & Nesteroff (1964), ou Haak & Schlager (1989), ont largement influencé l'emploi de ces classifications de manière indifférenciée pour les études des deux types de systèmes dans

les travaux récents (Rubert et al., 2012 ; Quiquerez et al., 2013). Des différences existent toutefois, elles sont évoquées par la suite.

L'intérêt de la classification de Mulder & Alexander (2001) réside dans sa réflexion sur le caractère physique des écoulements de densité sous-marins, qui s'affranchit par conséquent de la nature du matériel mobilisé (grains carbonatés ou silico-clastiques ; Fig. 1.24). De manière synthétique, les différents types d'écoulements décrits dans cette classification détaillent les caractéristiques hydrodynamiques de l'écoulement et les faciès de dépôt qui en résultent. Ces derniers font régulièrement référence à des faciès analogues faisant l'objet d'autres classifications.

Les écoulements cohésifs

Mécanismes de transport : Une résistance matricielle importante caractérise ces écoulements, elle restreint la dilution avec le fluide ambiant et assure un maintien des particules grossières (Fig. 1.24 ; Mulder & Alexander, 2001). La flottabilité est déterminée par la différence de densité entre les éléments et le fluide (Costa, 1984). Elle participe au transport sédimentaire (Johnson, 1970 ; Hampton 1975; Middleton & Hampton, 1973) de même que les pressions interstitielles et dispersives (Bagnold, 1954) créées par l'interaction entre particules de tailles variables. Le déplacement de ces écoulements est régit par les lois plastiques de Bingham (1916) et peut être facilité par le phénomène d'hydroplaning (Mohrig et al., 1998), tandis que le dépôt résulte d'un gel en masse (*cohesive freezing*).

Faciès de dépôt : Les coulées de débris (*debris flows*) résultent d'écoulements cohésifs. Ils sont composés de blocs (parfois pluri-décimétriques) ne présentant aucun classement et d'un matériau fin non consolidé (matrice). Les coulées de boue (*mud flows*), composées exclusivement de particules fines et homogènes présentent également un comportement cohésif.

Les écoulements non-cohésifs

Mécanismes de transport : Le support de la charge sédimentaire dans les écoulements non-cohésifs est assuré par une combinaison des interactions granulaires (*grain-to-grain*), de la turbulence, et de la flottabilité (Johnson, 1970 ; Hampton 1975 ; Mulder & Alexander, 2001).

Faciès de dépôt : Dans la classification de Mulder & Alexander (2001), les écoulements non-cohésifs peuvent être subdivisés en trois catégories selon leur concentration sédimentaire : i) les écoulements de densité hyperconcentrés ; ii) les écoulements de densité concentrés, et iii) les écoulements turbiditiques et assimilés.

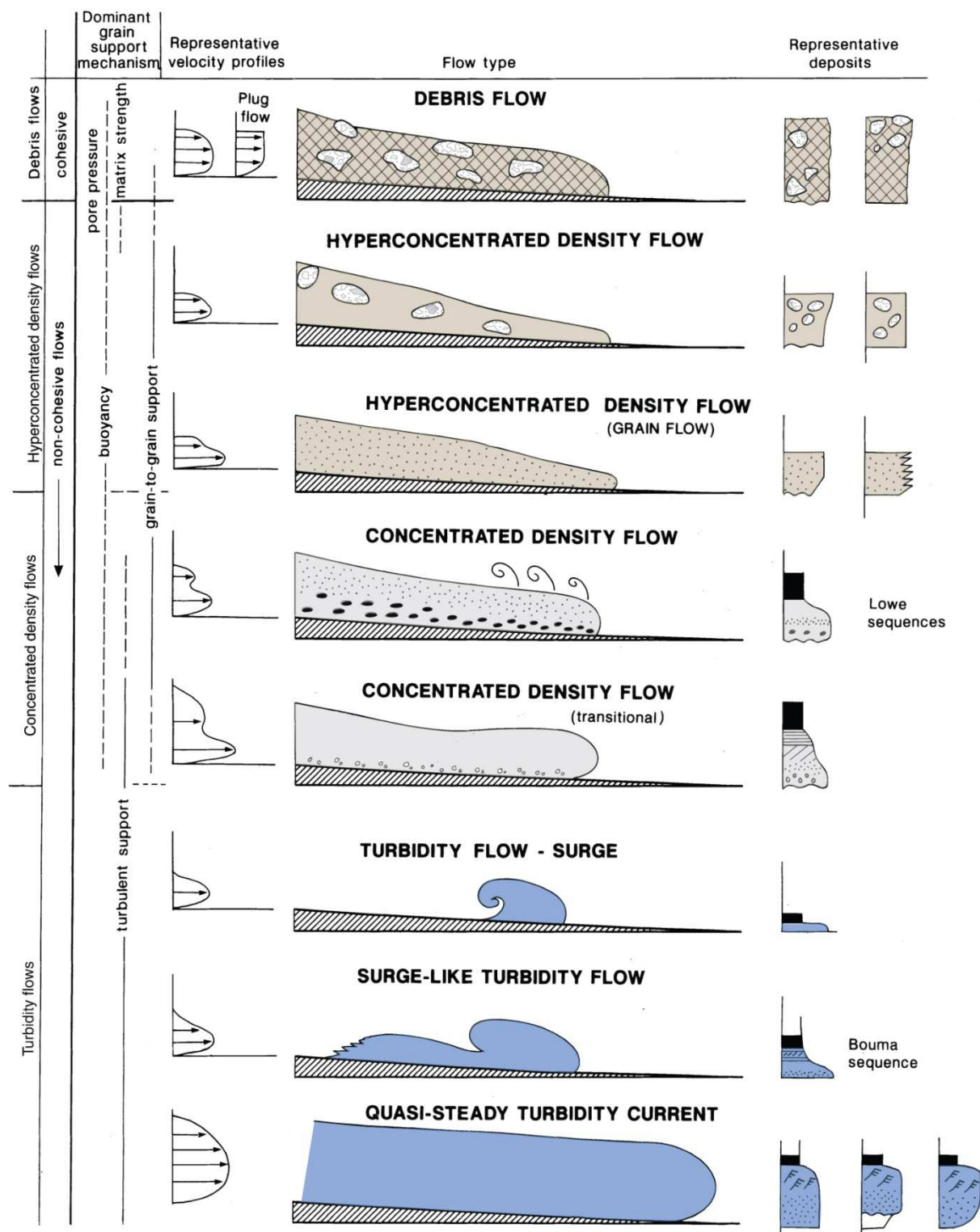


Figure 1.24: Classification des écoulements gravitaires, modifiée d'après Mulder & Alexander (2001).

i) Les écoulements de densité hyperconcentrés

Mécanisme de transport : Les écoulements de densité hyperconcentrés ont été régulièrement décrits comme des flots de débris (*sandy debris flow*, Shanmugam, 1996, 1997 ; *non-cohesive debris flows*, Falk & Dorsey, 1998). Les interactions granulaires (*grain-to-grain*) sont le principal mécanisme de transport de la charge sédimentaire qui peut atteindre 70% du volume de l'écoulement (Mulder & Alexander, 2001). Ce mécanisme de transport reflète leur similarité avec les écoulements frictionnels (*frictional flows*) ou écoulements granulaires (*grain flows*, Nardin et al., 1979). Les phénomènes d'hydroplaning (Mohrig et al., 1998) et le gel en masse sont régulièrement associés à ce type d'écoulement de densité.

Faciès de dépôt : Les écoulements de densité hyperconcentrés présentent un granoclassement normal peu développé avec localement des classements inverses et des figures d'échappement d'eau, ou autres déformations précoces (Reineck & Singh, 1975 ; Lowe & Guy, 2000 ; Mulder & Alexander, 2001).

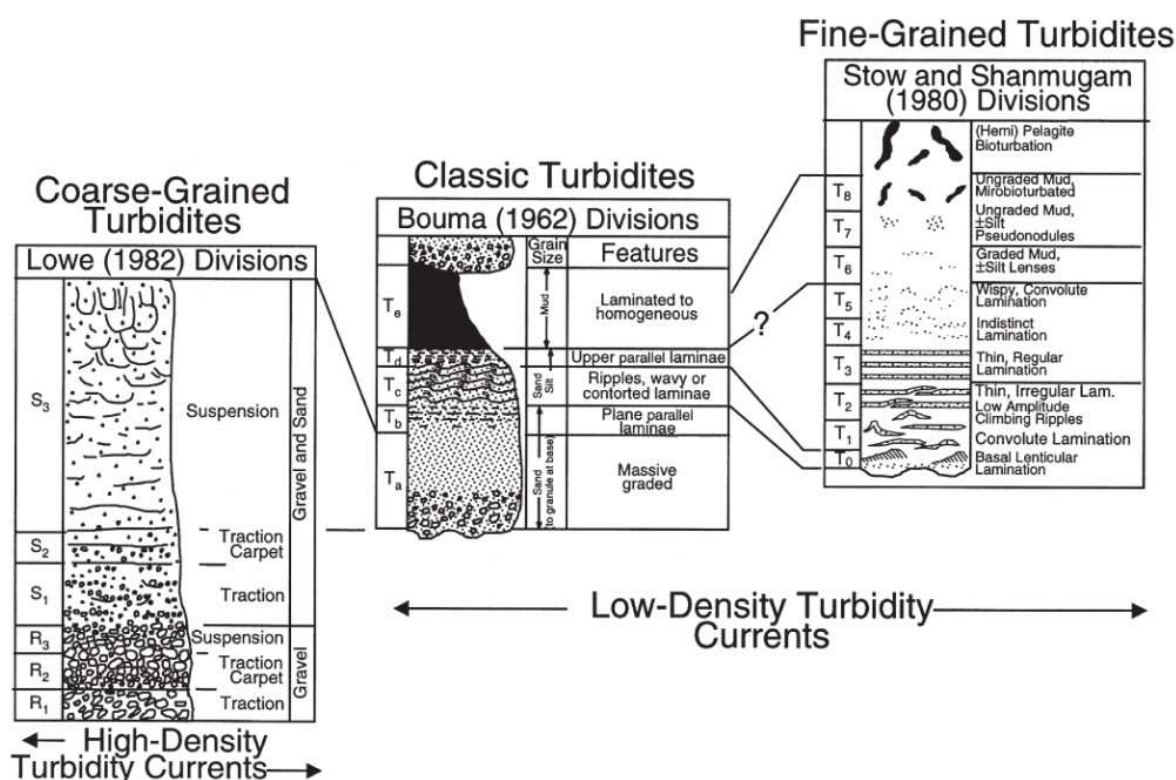


Figure 1.25: Séquences de Bouma (1962), Stow & Shanmugam (1980) et Lowe (1982), d'après Shanmugam (2000).

ii) Les écoulements de densité concentrés

Mécanisme de transport : De part l'incorporation progressive d'eau, ces écoulements présentent un caractère dilué qui rapproche leur comportement des fluides newtoniens (Fig.

1.25 ; Lowe, 1982). Les écoulements de densité concentrés sont partiellement turbulents, mais le mécanisme de transport principal est assuré par les interactions granulaires qui génèrent des pressions dispersives (Bagnold, 1954). Leur capacité accélératrice (*Waxing flows*, Kneller & Branney, 1995) et celle de voyager sur de longues distances sont reflétées par leur caractère érosif qui permet d'alimenter l'écoulement en matériel sédimentaire (Normak & Piper, 1991 ; Morris et al., 1998). Le processus de décantation des sédiments (*Fall-out*) permet un classement progressif.

Faciès de dépôt : Le granoclassement normal est plus commun que pour les dépôts résultants d'écoulements de densité hyperconcentrés (Mulder & Alexander, 2001). Des granoclassements inverses sont parfois identifiés, notamment dans le cas de l'enregistrement de tapis de traction (Hiscott, 1994; Sohn, 1995, 1997, 1999 ; Mulder & Alexander, 2001).

iii) Les écoulements de turbidité

Mécanismes de transport : Ce sont des écoulements dilués dans lesquels les particules sont essentiellement transportées par turbulence (Middleton & Hampton, 1973). Les concentrations sédimentaires sont inférieures à 9-10%, ne permettant pas une influence conséquente des interactions granulaires dans le transport particulaire (Bagnold, 1954 ; Mulder & Alexander, 2001 ; Sumner et al., 2009). Trois types d'écoulements sont distingués dans la classification de Mulder & Alexander (2001) :

Les bouffées turbides (Turbidity flow – surge) sont caractérisées par des écoulements transitoires, de courte durée et non-alimentés. Leur morphologie est constituée suivant le profil de dépôt d'une tête, d'un cou, d'un corps et d'une queue (Pickering et al., 1989). La partie inférieure des bouffées turbides est associée à un écoulement laminaire et des densités sédimentaires plus importantes que dans la partie supérieure, qui présente quand-à-elle une charge sédimentaire très diluée transportée par turbulence (Fig. 1.26) ;

Les courants de turbidité sensu stricto (Surge-like turbidity flow, Fig. 1.24) diffèrent des bouffées turbides de par leur extension longitudinale, la durée de l'évènement gravitaire, et l'alimentation de l'écoulement, toutes trois plus prononcées.

Les courants turbulents entretenus (Quasi-steady turbidity current, Fig. 1.24) sont communément engendrés par des processus « hyperpiéniaux » de transit sédimentaire depuis l'embouchure des fleuves.

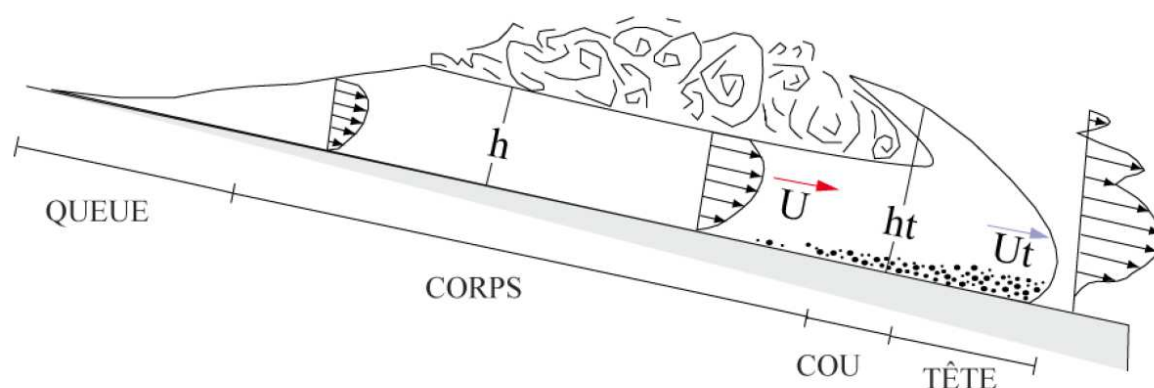


Figure 1.26: Morphologie et profils de vitesse dans une bouffée turbide, d'après Pickering et al., 1989.

Faciès de dépôt : Les faciès enregistrés correspondent typiquement à la séquence de Bouma (1962), complète ou amputée de sa partie inférieure (*base of cut-out*, Bouma, 1962) ainsi qu'aux séquences de Stow & Shanmugam (1980). Le granoclassement développé est généralement très net (Fig. 1.25). Si les premiers termes correspondent à des écoulements dilués, ils peuvent aussi être assimilés à des mécanismes de friction eux-mêmes assimilables à des écoulements de concentration plus importante (Talling et al., 2012).

c. Problématique de classification des écoulements composites

La classification de Mulder & Alexander (2001) emploie le qualificatif de mécanisme de transport « dominant » des écoulements. Cette précision révèle à elle seule toute la difficulté de catégoriser les écoulements gravitaires du fait de leur aspect « composite » et « évolutif » dans le temps et l'espace (Fig. 1.27 ; Middleton & Hampton, 1973 ; Krause & Oldershaw, 1979 ; Pickering et al., 1989 ; Sunmer et al., 2009 ; Talling et al., 2012). Mulder & Alexander (2001) emploient le terme « d'écoulement de transition » (*transitional flow*) illustré par un processus de transport sédimentaire différent entre la partie inférieure (laminaire) et supérieure (turbulent) des écoulements concentrés.

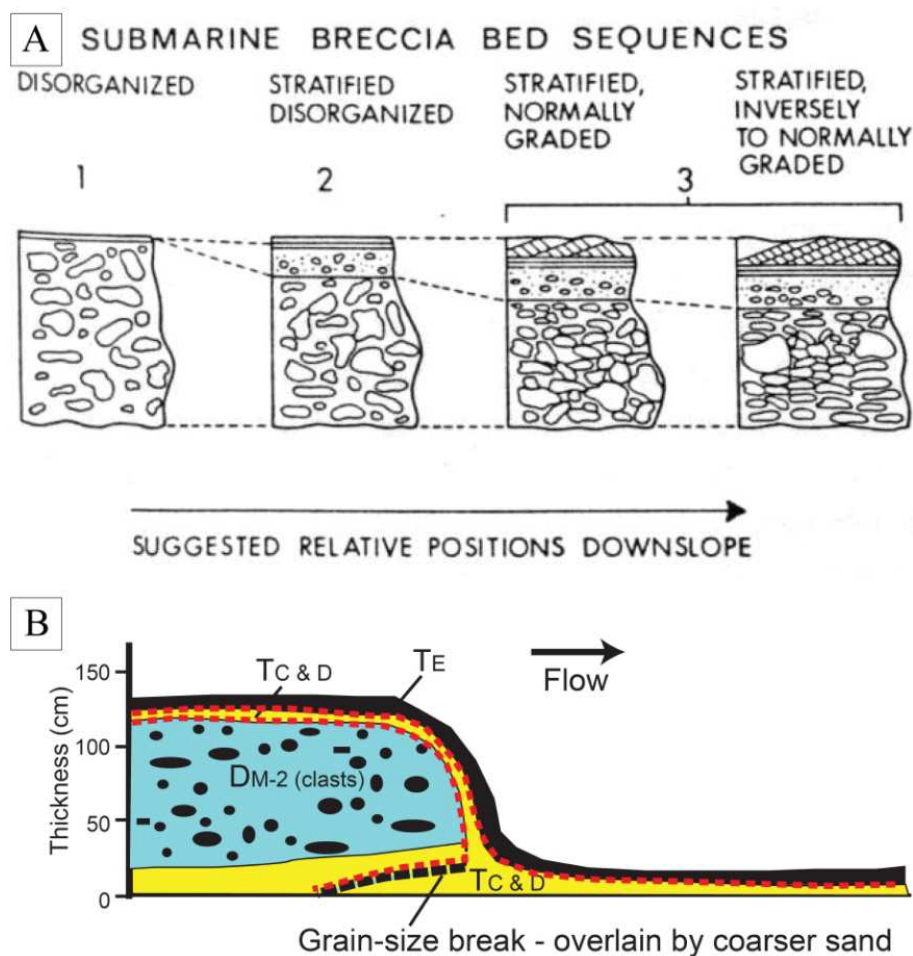


Figure 1.27: (A) Evolution latérale d'une débrite, d'après Krause & Oldershaw, 1979 et (B) Débrite au comportement cohésif confinée entre des écoulements turbulents. Les termes T_c & d et T_e font référence aux termes de Bouma (1962), d'après Talling et al. (2012).

Cette « stratification » au sein d'un courant gravitaire reflète une superposition complexe de plusieurs conditions spécifiques de transport des sédiments (Fig. 1.27 ; Krause & Oldershaw, 1979 ; Talling et al., 2012). Ces conditions de transport (vitesse, granulométrie des sédiments, dilution de la charge sédimentaire) sont illustrées par les figures sédimentaires spécifiques de chacun des termes, ou divisions, dans les séquences de Bouma (1962), Stow (1980) et Lowe (1982). Ces spécificités sont illustrées en figure 1.25.

C'est cet aspect composite de la plupart des courants gravitaires qui rend difficile leur affectation à un processus de transport unique. Cette caractéristique induit la nécessité d'une description précise des dépôts gravitaires et de chacun de leurs intervalles constitutifs, pour une meilleure compréhension des mécanismes de transport internes.

1.2. Les modèles de re-sédimentation

Les travaux de référence des systèmes de dépôt sous-marin s'appuient sur le caractère morphologique et dépôts associés développés par les systèmes silico-clastiques à sources ponctuelles (Normak, 1970 ; Mutti & Ricci Lucchi, 1972 ; Walker, 1975, 1978). C'est pourquoi il semble important d'en rappeler les principaux aspects avant d'aborder les singularités des systèmes carbonatés.

a. Les modèles de référence

Plusieurs éléments architecturaux sont individualisés selon un transect amont-aval, parmi lesquels :

Les vallées incisées révèlent une ou plusieurs incisions rectilignes de profondeur variable sur le plateau continental. Elles sont parfois simplement associées au terme de « canyons » (Normak, 1970 ; Mutti & Ricci Lucchi, 1972) et leur formation résulte d'une érosion prononcée souvent induite par une période de bas niveau marin.

Les chenaux de haut de pente (Shepard & Dill, 1966 ; Clark et al., 1992) sont associés à des indices érosifs attestant d'un transit sédimentaire important vers la zone de dépôt aval. Ils sont parfois bordés de levées constituées par des dépôts de débordements plus fins. Les terminologies de chenal nourricier (Fig. 1.28 ; Walker, 1975), vallées et levées de l'*Upper Fan* (Normak, 1970), ou de canyons (Mutti & Ricci Lucchi, 1972) sont régulièrement employées. Cette zone révèle des dépôts grossiers (*debris flows*, conglomérats désorganisés) ainsi que des mouvements de masse (*slumps*, loupes d'arrachement) en marge du chenal principal (Mutti & Ricci Lucchi, 1972 ; Walker, 1978).

Les complexes de chenaux-levées (Fig. 1.28) constituent une zone de transit sédimentaire marquée par une ramification des chenaux. Les modifications morphologiques comprennent une augmentation de la sinuosité, une diminution de l'empreinte topographique (largeur et profondeur des chenaux) ainsi qu'une présence systématique de levées créées par les dépôts de débordement. Ces éléments architecturaux appartiennent au *Middle Fan* (Normak, 1970 ; Mutti & Ricci Lucchi, 1972) et sont associés à des lobes dépositionnels dans le modèle de Normak (1970).

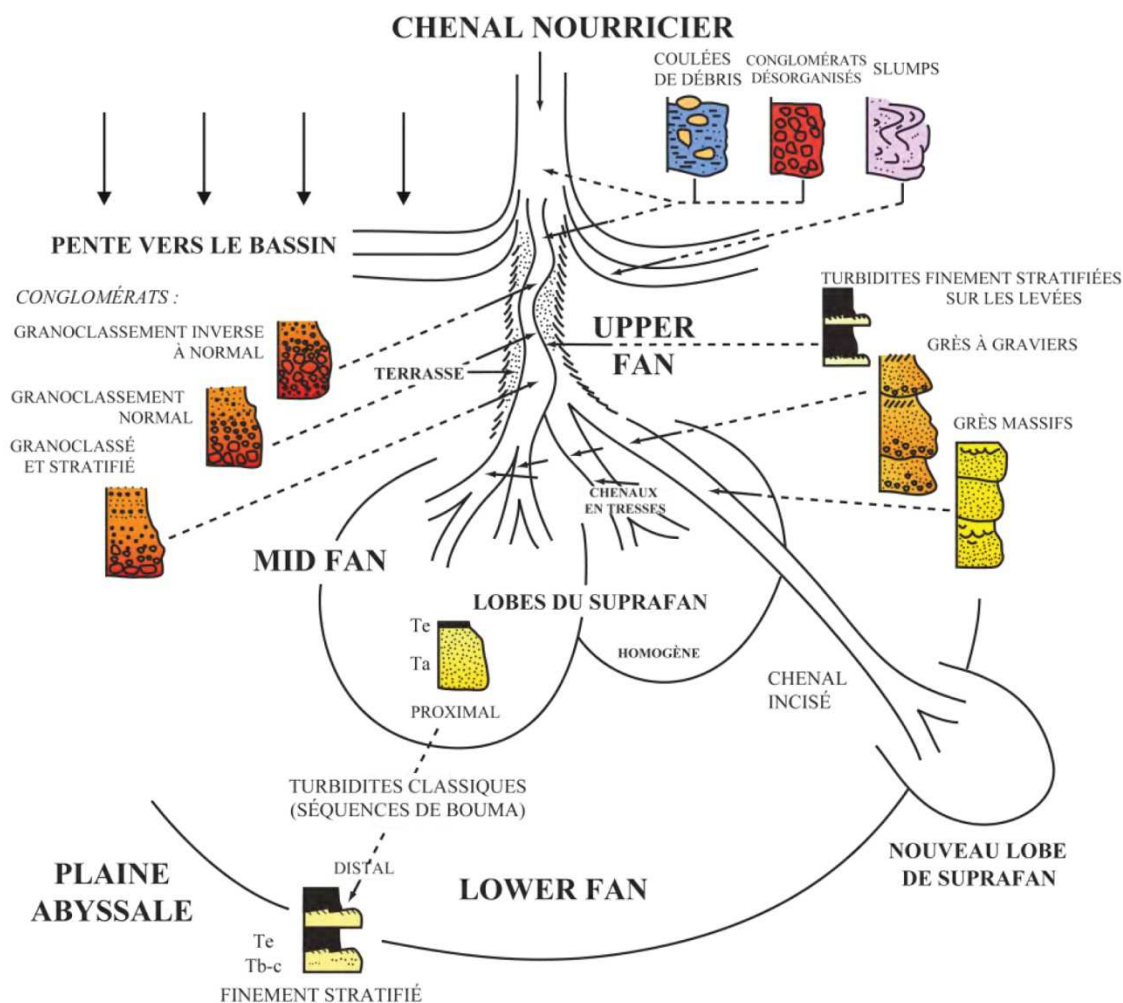


Figure 1.28: Modèle d'éventail sous-marin (fan) pour les systèmes silico-clastiques et distribution des faciès associés, d'après Walker (1975, 1978), modifié par Etienne (2012).

Les lobes se mettent principalement en place dans la partie externe du système de dépôt (*Outer Fan*, Mutti & Ricchi Lucchi 1972 ; *Lower Fan*, Normak, 1970). A la différence des éléments chenalisés décrits précédemment, les lobes font référence à des éléments faiblement confinés, de géométrie ovoïde, d'extension latérale importante, et de topographie positive. Pour certains auteurs, les lobes sont parfois associés à de petits chenaux distributaires (Mutti & Ricchi Lucchi, 1972). La pente faible dans cette zone de dépôt favorise la distribution de faciès sableux et argileux.

Ces modèles de dépôts sont établis dans des contextes spécifiques (formation Pléistocène de Californie pour Normak, 1970 ; Formation Miocène dans les Apennins pour Mutti & Ricchi Lucchi, 1972) et ne peuvent représenter à eux seuls la diversité des systèmes silico-clastiques étudiés par ailleurs dans des contextes très différents. Les modèles alternatifs développés par la suite introduisent des paramètres tels que l'efficacité de transport sédimentaire (Mutti, 1985), le contexte tectonique (Shanmugam, 1988), ou le type de source et la lithologie

dominante du système (Reading & Richards, 1994 ; Richards et al., 1998) qui ont une influence directe sur le modèle de dépôt.

b. Les différences significatives entre systèmes silico-clastiques et carbonatés

Dans les systèmes de re-sédimentation carbonatée, le schéma d'alimentation avec un chenal principal d'alimentation et la segmentation entre une zone de *upper fan* et de *lower fan* (Walker, 1975, 1978) n'est pas prédominant. Les différences entre systèmes carbonatés et silico-clastiques se sont longtemps résumées à une opposition *Fan versus Apron* (Cook, 1983 ; Mullins & Cook, 1986). Les systèmes *apron* (Fig. 1.29) sont caractérisés par un type de source « linéaire », par opposition au modèle de Walker (1975).

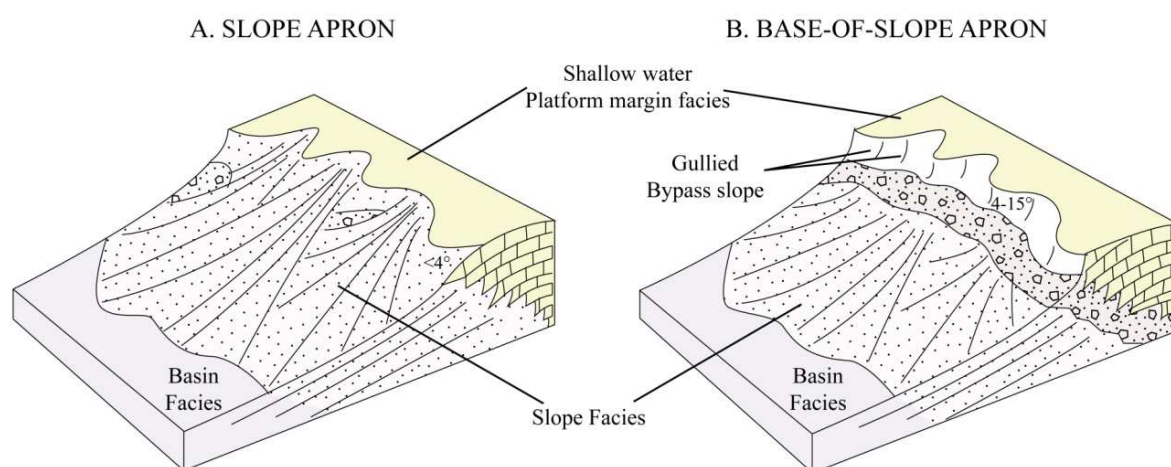


Figure 1.29: Modèles carbonatés de type Apron (A) et Base-of-slope apron (B) modifié d'après Mullins & Cook, 1986.

On distingue les systèmes *slope apron* et *base-of-slope apron* (Fig. 1.29). Ils sont différenciés par la présence ou non d'une zone de transit, dite de *by-pass* (dans le cas des *base-of-slope*) entre la plateforme et le bassin, qui présente de nombreux canyons faiblement incisés, aussi appelés *gullies* (Mullins et al., 1984 ; Crevello & Schlager, 1980 ; Ginsburg et al., 1991). Des exemples récents (Little Bahamas Bank ; Tournadour et al., 2015) attestent cependant qu'il peut s'agir de véritables canyons de plus de 150 m de profondeur (Fig. 1.30).

L'absence de géométries chenalisées et d'indices d'érosion ainsi que le caractère tabulaire et continu des dépôts sont des critères régulièrement relevés dans les systèmes de re-sédimentation carbonatée (Cook et al., 1972 ; Schlager & Chermak, 1979 ; Etienne, 2012 ; Quiquerez, 2013). Des études récentes recensent néanmoins les exemples calci-clastiques développant des morphologies de type *Fan* (Payros & Puljate, 2008). Les modèles proposés, basés sur la granulométrie dominante du système, se rapprochent davantage de leur

homologues silico-clastiques, avec certaines différences notoires propres aux systèmes carbonatés : i) l'extension du système turbiditique, généralement moins grande ; ii) la nature faiblement érosive et convergente des chenaux distributaires ; iii) les taux de sédimentation plus faibles.

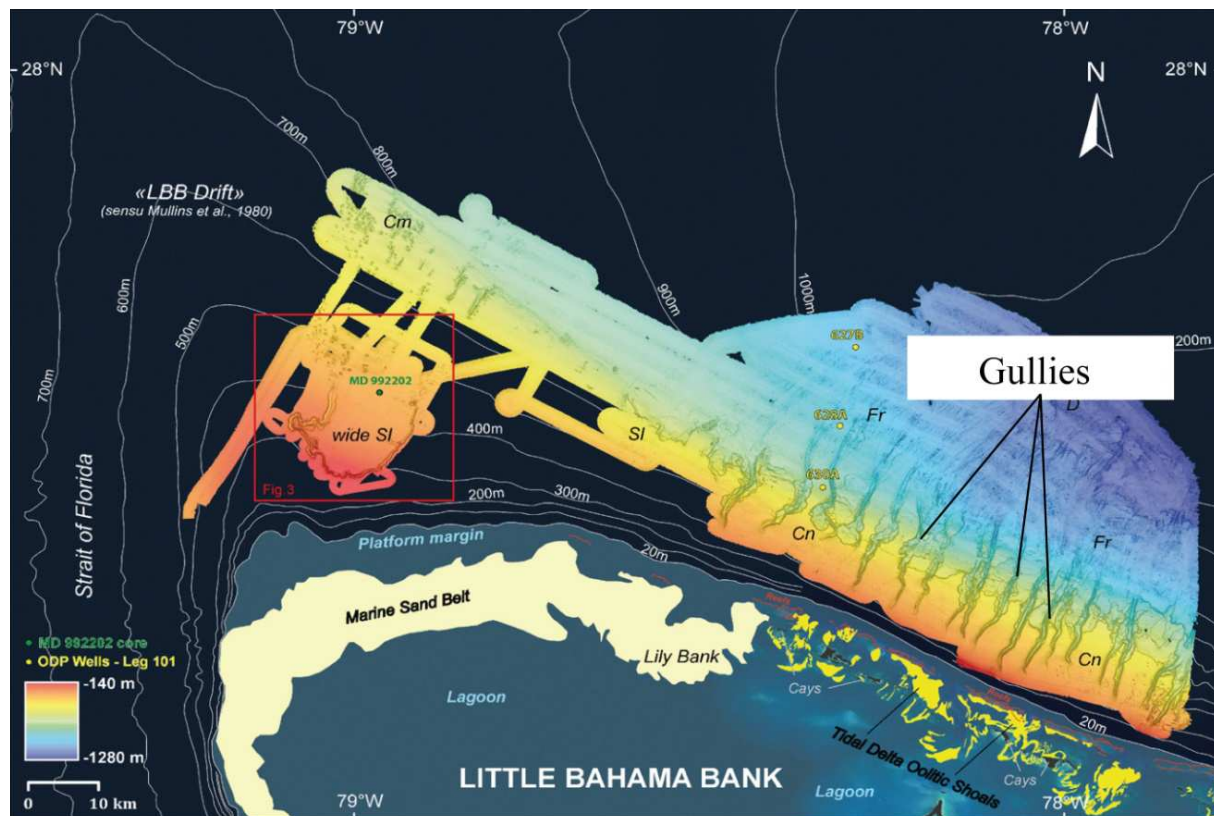


Figure 1.30: Carte bathymétrique au Nord-Est de Little Bahamas Bank, les géométries incisées de Gullies sont bien marquées à l'Est (Tournadour et al., 2015).

Au-delà des singularités morphologiques, les systèmes de re-sédimentation carbonatée se différencient par les mécanismes de fonctionnement. Si l'alimentation des appareils gravitaires sous-marins est favorisée lors des périodes de bas niveau marin dans les systèmes silico-clastiques (érosion, apport fluviatile accru), la re-sédimentation carbonatée est en revanche favorisée par une production importante sur la plateforme, lorsque cette dernière est submergée. C'est le concept de *Highstand shedding* (Fig. 1.31 ; Droxler & Schlager, 1985 ; Eberli, 1991), qui se traduit par un enregistrement sédimentaire différencié. Les successions strato-croissantes et strato-décroissantes (Fig. 1.31) sont par conséquent interprétées principalement comme une variation du volume des apports (dépendant du niveau marin relatif), plutôt que par un déplacement du dépo-centre comme dans les systèmes silico-clastiques (Eberli, 1991).

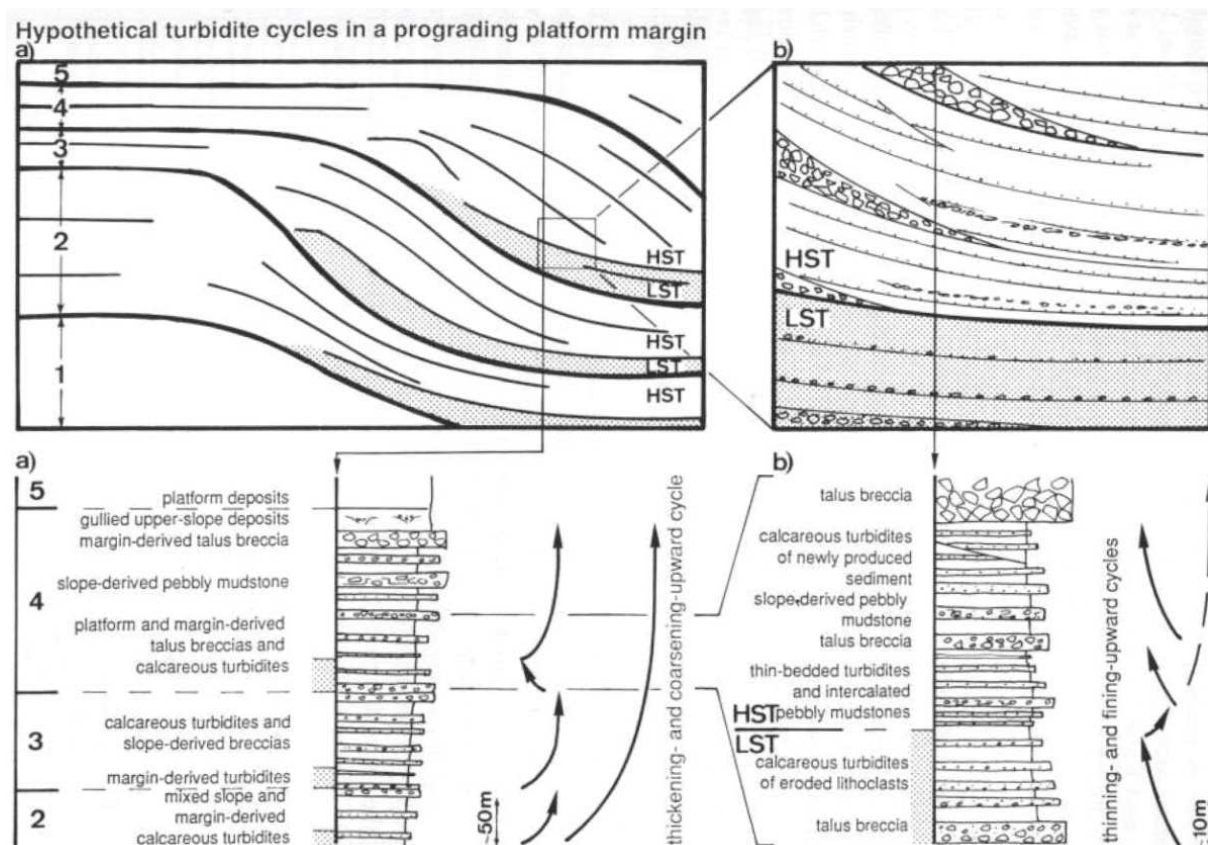


Figure 1.31: Enregistrement des dépôts carbonatés issus de la re-sédimentation dans un contexte de plateforme progradante, d'après Eberli (1991).

2. Le Bassin Ionien dans son contexte péri-Adriatique au Crétacé Supérieur

Le Bassin Ionien qui s'étend sur un large domaine de la région péri-Adriatique du Lias Supérieur au Crétacé Inférieur (Fig. 1.3) se résume aujourd'hui à quelques affleurements. En Italie, seul le promontoire du Gargano expose à l'affleurement les dépôts gravitaires et pélagiques du Bassin Ionien. En Albanie, ces dépôts sont révélés à la faveur de trois chevauchements majeurs (Fig. 1.4 & 1.7) en continuité avec les affleurements de l'Épire, en Grèce septentrionale.

2.1. L'enregistrement sédimentaire du Crétacé Supérieur dans la région péri-Adriatique

a. Les affleurements du Bassin Ionien dans le massif de la Maiella

Trois formations constituent la succession de pente / bassin dans le massif de la Maiella (Fig. 1.32). La mise en place de chacune des formations est marquée par une relation particulière à l'escarpement de bordure de plateforme, évalué à 1000 mètres au Crétacé Inférieur (Eberli et al., 1993).

La formation de *Valle del Inferno* contribue au comblement du bas de talus adjacent à l'escarpement de plateforme (Fig. 1.32). Les faciès observés, mis en place par un système de *by-pass* qui perdure jusqu'au Campanien, sont constitués de brèches de pente et de matériel calci-clastique grossier (Vecsei, 1991).

La formation de *Tre Grotte* est constituée de brèches, *debris flows*, turbidites et hémipélagites. Elle est responsable du comblement progressif de l'escarpement plateforme – bassin, attestée par des géométries en *onlap* qui viennent sceller la bordure de plateforme formée par les dépôts néritiques des formations de *Morrone di Pacentro* et *Cima delle Murelle* (Fig. 1.32).

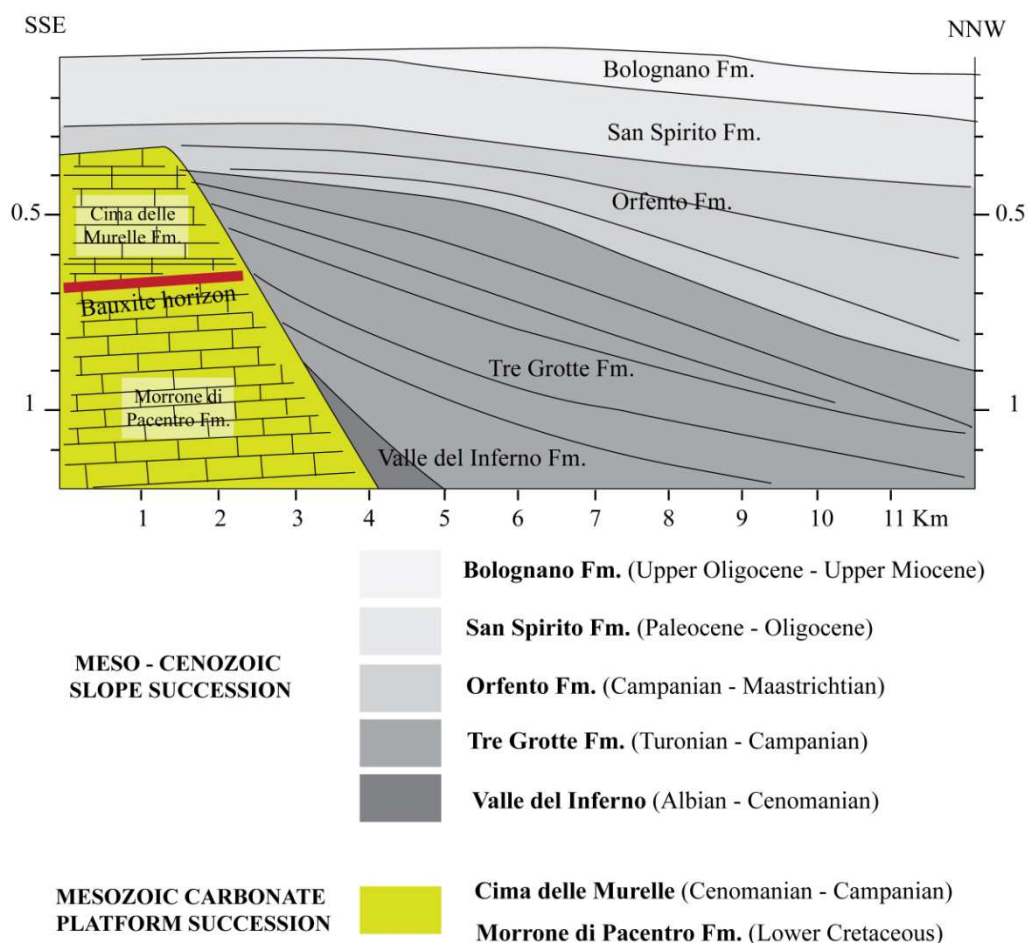


Figure 1.32: Schématisation de l'agencement stratigraphique des formations de plateforme et de pente dans le massif de la Maiella, modifié d'après Eberli et al., 1993. Abréviations : Fm., formation.

Une évolution morphologique de la marge Apulienne est identifiable dès le Campanien dans le massif de la Maiella. L'escarpement hérité du Crétacé Inférieur est entièrement comblé par la formation d'*Orfento*, permettant une corrélation directe entre les dépôts de plateforme et de bassin. Une morphologie de type rampe favorise la mise en place de dépôts progradants sous la forme de lobes bioclastiques. Des dépôts hémipélagiques (formation de *Scaglia*) sont attestés dans une partie plus externe (Fig. 1.32).

b. Les affleurements de Bassin Ionien dans les Murges et sur le promontoire du Gargano

L'objectif est ici de donner un aperçu synthétique des formations issues de la re-sédimentation carbonatée au Nord-Ouest de la marge Apulienne. Les formations sont associées à un étage stratigraphique et décrites en termes de faciès, variabilités observées localement et mécanismes de mise en place.

Monte Sant' Angelo (Cénomaniens-Turonien Inférieur) : L'étude sédimentologique de cette formation révèle localement des disparités. Elle est décrite sur deux secteurs distincts au Sud (*Posta Mangarano et Monteleone/Coppa la pinta*) et au Nord (La vallée de Carbonara et Monte S. Angelo) dans la thèse de Hairabian (2014). Des variations spatiales des faciès de dépôt sont identifiées (Fig. 1.33).

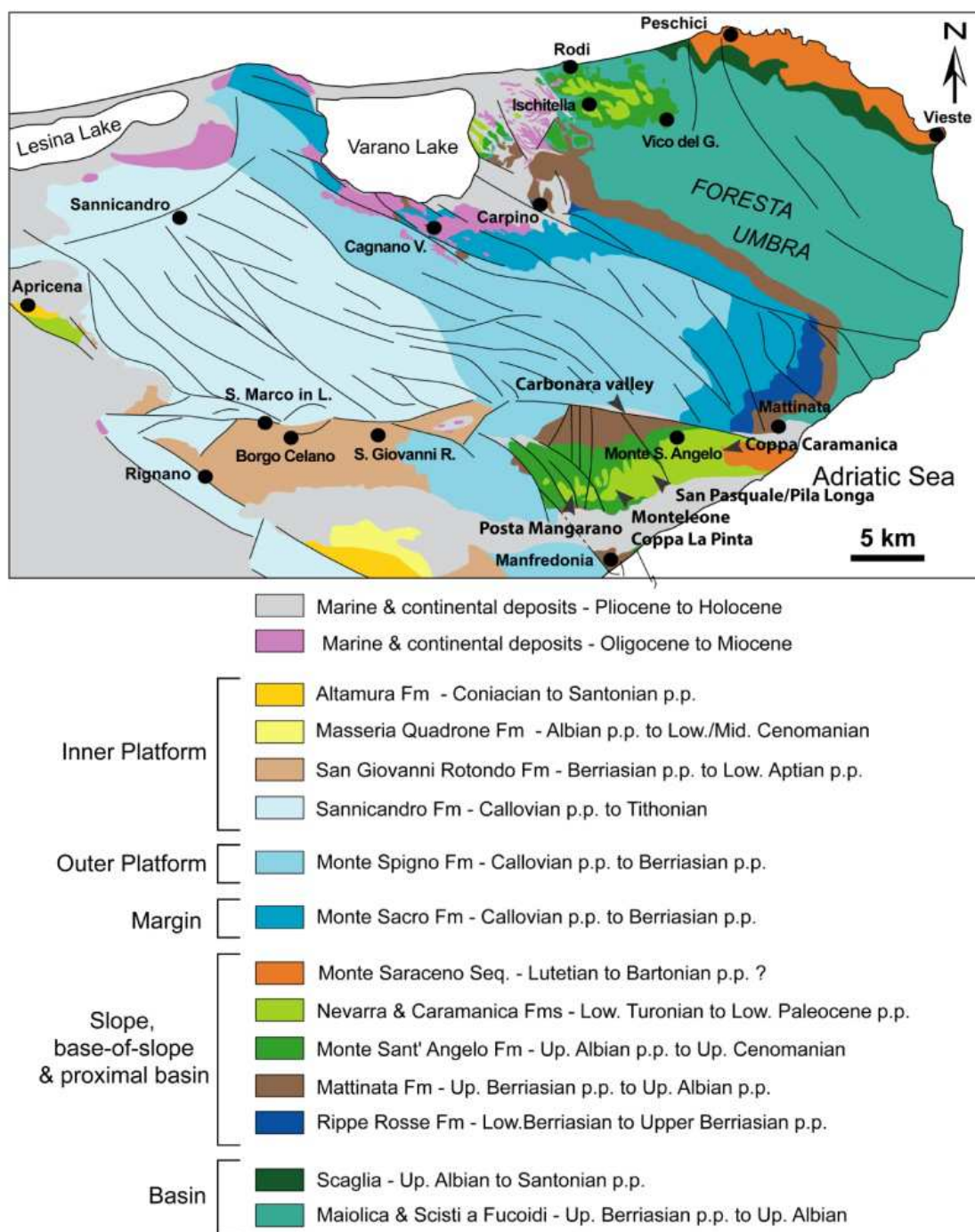


Figure 1.33: Carte géologique du promontoire du Gargano, modifiée d'après Hairabian (2014).

Le secteur méridional (*Posta Mangarano* ; Fig. 1.33) est largement constitué de packstones et grainstones bioclastiques riches en débris de rudistes. Quelques intervalles plus fins constitués de pélagites sont intercalés entre les bancs épais, jusqu'à dix mètres (Hairabian, 2014). La géométrie lenticulaire de l'ensemble révèle un épaissement franc vers l'Est et des terminaisons en *onlap* sur la formation de *Mattinata* (Fig. 1.34). Cette géométrie, de même que la discontinuité avec les calcaires néritiques du Bérriasien à l'Ouest (Calcaires de Bari, Graziano, 2000) est diversement interprétée selon les auteurs. Pour certains auteurs (Masse & Borgomano, 1987 ; Graziano, 2000, 2001, 2013) cette mise en place résulte d'un accident tectonique, alors que d'autres auteurs (Bosellini et al., 1993 ; Bosellini & Morsilli, 2001) identifient un effondrement de la bordure de plateforme dans un contexte de bas niveau marin (*lowstand*). Plus à l'Est, la formation est constituée d'une unité tabulaire de 250 m d'épaisseur qui s'étend sur 17 km dans le bassin. Elle présente une organisation en bancs décimétriques à métriques constitués essentiellement de débris bioclastiques fins à grossiers présentant des litages parallèles de haute énergie. Des structures de déformation précoces (*balls and pillows*, *boudinage*, *dish structures*, ou *fluid escape structures*) sont localement observées ainsi que de rares intervalles plus fins à foraminifères planctoniques (Hairabian, 2014).

Le secteur septentrional (Vallée de Carbonara, Fig. 1.33) est principalement constitué de mégabrèches formant des bancs tabulaires de 5 à 40 mètres à caractère non-érosif s'étendant sur une distance kilométrique. Des indices clairs d'érosion sont cependant reportés par Bossellini et al. (1999). La taille des éléments remaniés est très variable, et peut atteindre plusieurs dizaines de mètres pour certains olistolithes. La datation de deux niveaux continus de calcaires pélagiques permet l'attribution d'un âge Albien Supérieur – Cénomanién Inférieur des dépôts. La vallée de Carbonara révèle une succession similaire dominée par des mégabrèches de pente, toutefois en alternance avec des packstones-grainstones bioclastiques (Hairabian, 2014).

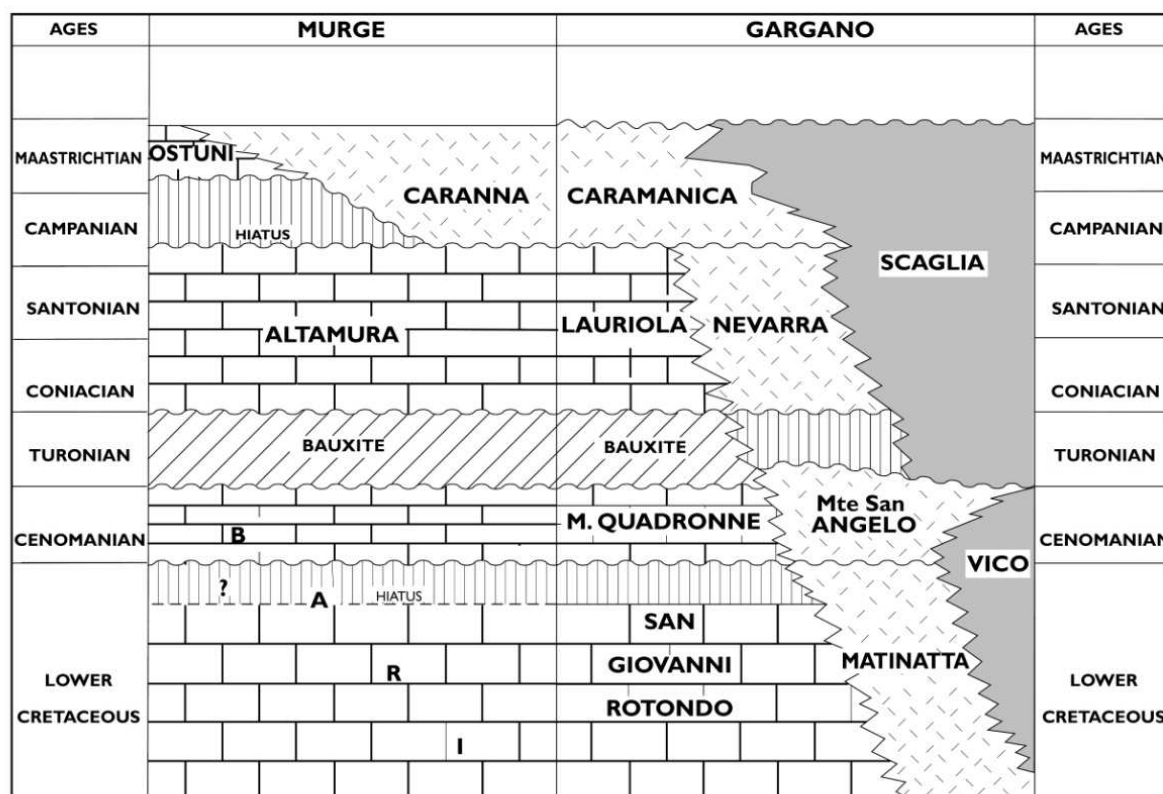


Figure 1.34: Synthèse stratigraphique du Crétacé dans les régions des Murges et du Gargano, d'après Borqomano et al. (2000).

La formation de Navarra (Coniacien-Campanien Inférieur ; Fig. 1.34) est divisée en deux membres. Le membre inférieur (Turonien Inférieur – Santonien Supérieur) révèle des brèches provenant du remaniement des successions de plateforme et de pente, confinées dans des dépressions issues d'une structuration tectonique. Ces dépôts sont associés à des sables bioclastiques et des dépôts pélagiques continus et de grande extension du Turonien Inférieur à Moyen. La sédimentation du Turonien Supérieur au Santonien Supérieur atteste d'une alimentation contrastée entre i) la zone au Nord caractérisée par une alimentation faible en matériel clastique ; et ii) une zone centrale (*San Pasquale, Pila Longa*) présentant une sédimentation constituée de sables bioclastiques localement canalisés par la structuration tectonique et formant des lobes turbiditiques coalescents atteignant par endroit 100 m d'épaisseur (Hairabian, 2014). La sédimentation du second membre (Santonien Supérieur – Campanien Inférieur) révèle d'importants volumes de sables bioclastiques assez homogènes en termes de faciès (fragments de Rudistes Radiolitidae, gastéropodes et échinodermes). L'accumulation sédimentaire est répartie de part et d'autre du haut structural de Monteleone. Des canyons sous-marins (*gullies*) sont mis en évidence, associés dans une partie plus distale à des lobes bioclastiques progradants vers le Sud (Fig. 1.36).

La formation de Caramanica (Campanien Moyen – Maastrichtien Moyen) représente une épaisseur considérable de sédiments, parfois supérieure à 200 mètres. Elle se compose de lobes bioclastiques à caractère progradant dans sa partie inférieure. Deux dépocentres sont individualisés au Sud et à l'Est de Monte Sant' Angelo ainsi que deux types de chenaux de profondeurs différentes (1-2 m et 10-20 m). Les dépôts gravitaires du Maastrichtien comprennent un spectre d'écoulements de densité très variés, hyperconcentrés à turbulents. Un intervalle méga-bréchique d'environ 20 m d'épaisseur est identifié dans les dépôts du Maastrichtien. Il est interprété comme un *debris flow* issu d'une phase de démantèlement majeur de la plateforme au Maastrichtien (Fig. 1.35 ; Borgomano, 2000).

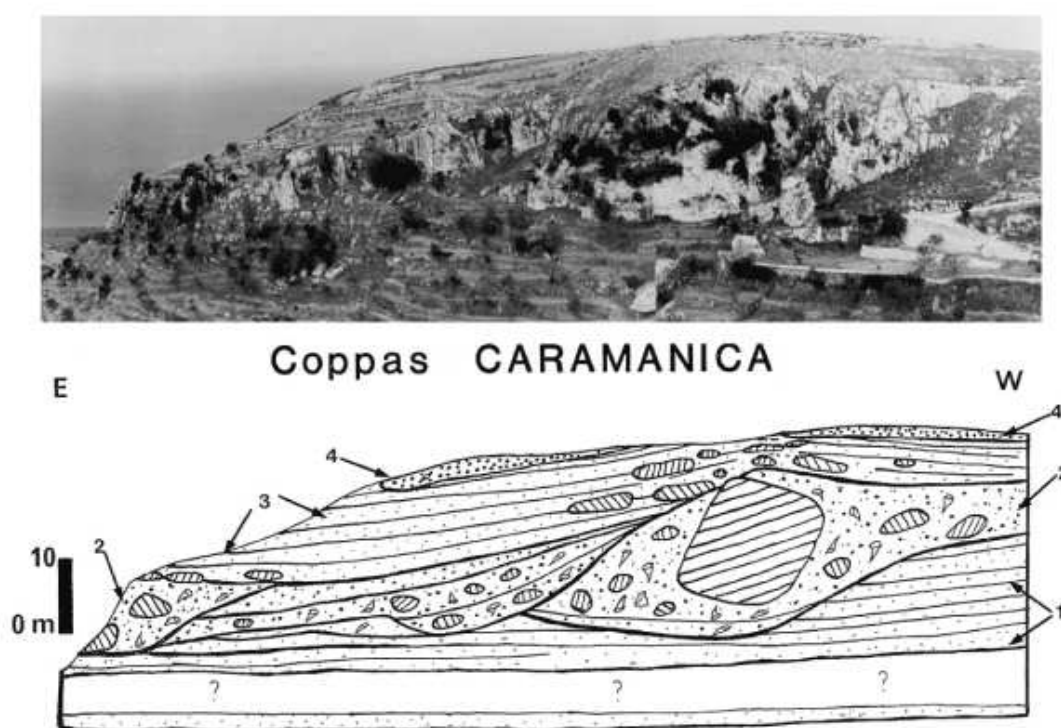


Figure 1.35: Affleurement des dépôts carbonatés issus de re-sédimentation et datés du Maastrichtien à Monte Sant' Angelo (promontoire du Gargano), d'après Borgomano (2000).

La formation de Caranna (Campanien – Maastrichtien) est l'unique formation de pente qui affleure dans la région des Murges (Fig. 1.15). Elle est composée de 50 m de grainstones bioclastiques riches en débris de rudistes alternant avec des calcaires pélagiques (Borgomano, 2000).

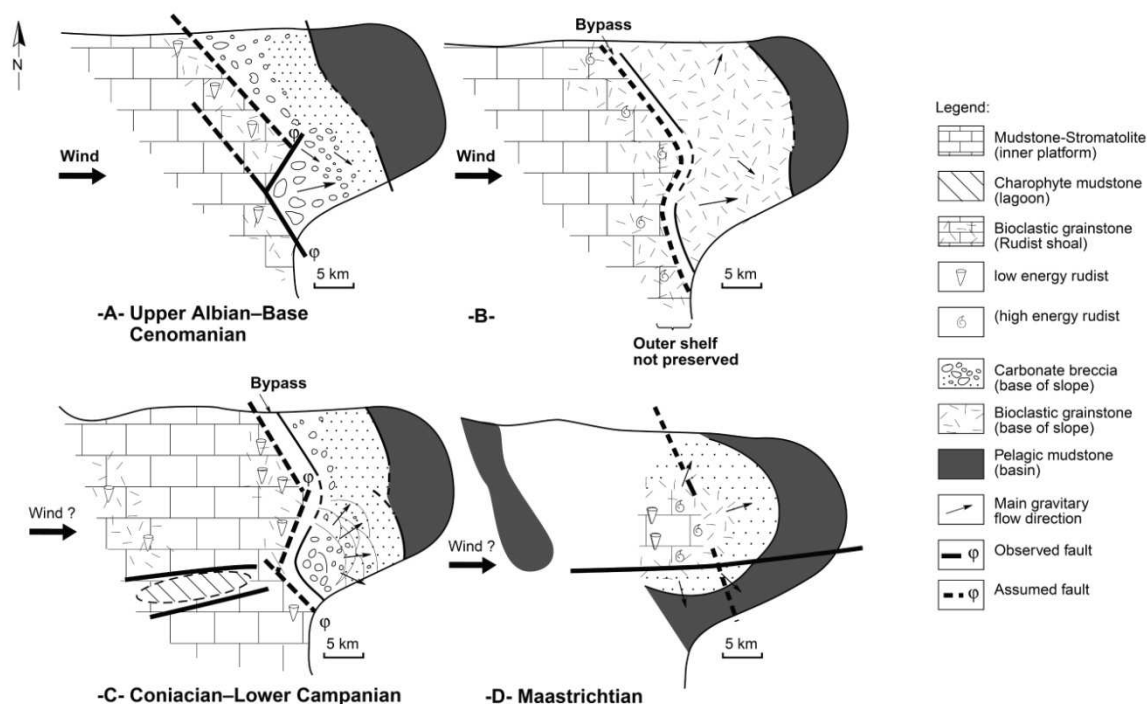


Figure 1.36: Evolution paleogéographique du promontoire du Gargano au Crétacé Supérieur, d'après Borgomano (2000).

Les formations de Vico et de Scaglia couvrent la totalité de l'intervalle du Crétacé. Les dépôts de ces formations de bassin sont composés de mudstones purement pélagiques en plaquettes, souvent riches en silex (Bosellini et al., 1999 ; Borgomano, 2000). En revanche, les différents auteurs ne s'accordent pas sur une désignation identique des formations. Borgomano (2000) définit la formation Vico comme l'équivalent latéral de la formation Monte Sant' Angelo au Cénomanien. Elle est suivie de la formation Scaglia, dont les dépôts caractérisent tous les étages postérieurs au Cénomanien durant le Crétacé Supérieur. Bosellini et al. (1999) et Graziano (2013) individualisent plusieurs formations Scaglia dont l'extension dans un domaine plus interne (*base-of-slope*) révèle les épisodes transgressifs du Turonien (Moyen-Supérieur ?) et du Santonien (Supérieur ?) notamment. Ces incursions de faciès de bassin dans le domaine de pente proximale sont identifiées comme les *Scaglia tongue* (Bosellini et al. 1999) et matérialisent un cortège transgressif de dépôt.

c. Les affleurements du Bassin Ionien en Grèce et en Albanie

Historique de l'étude de la série

Les calcaires Ioniens de la série de Vigla (Partsch, 1887) décrits par Aubouin en 1959 sont caractérisés par des sédiments pélagiques à calpionelles et radiolaires en minces plaquettes

(1-20 cm d'épaisseur) avec intercalations de jaspes lités ou de silex. Cette formation est décrite comme très monotone et s'étendant sans hiatus ou discontinuité du Callovien (Dogger Supérieur) au Sénonien Inférieur (Aubouin, 1959). Des conditions profondes de dépôt dans le « sillon » Ionien (Fig. 1.3) sont à l'origine de cette sédimentation entre les Plateformes de Kruja-Gavrovo à l'Est, et la Plateforme Apulienne à l'Ouest. L'étude détaillée des faunes pélagiques à l'aide des classifications de Robaszynski et al. (1979) et Caron (1985) permet plus tard de préciser le passage entre le dépôt jusqu'au Santonien des calcaires de *Vigla* et la mise en place des calcaires micro-bréchiques à Rudistes à partir du Campanien (Aubouin, 1959 ; Skourtsis Coroneou et al., 1995).

Description et classification des dépôts du Sénonien

L'intérêt porté à l'étude du réservoir carbonaté Crétacé Supérieur – Eocène dès les années 2000 encourage à une description plus précise de l'enregistrement sédimentaire. Des faciès de mudstones pélagiques, turbidites, *debris flows* et des horizons de type *slump* sont mis en évidence par les travaux de Dewever et al., (2007) et Vilasi (2009), illustrant la diversité des dépôts dans la succession de bassin. Rubert et al. (2012) élabore une première classification des faciès issus de glissements en masse et d'écoulements gravitaires. Sept faciès de dépôts sont identifiés : i) les dépôts pélagiques (*background sedimentation*) issus d'un mécanisme de pure décantation ; ii) les séquences de dépôts à grains fins, moyens, grossiers, ainsi que les séquences à larges figures sédimentaires, issus de courants de turbidité ; iii) les séquences calciruditiques à graviers/galets issus d'écoulements concentrés, et iv) les niveaux déformés (*deformed levels*) constitués de plusieurs bancs remobilisés (Rubert et al., 2012). Ils sont associés à la classification de Mutti (1992).

Provenance des apports

Sur la base de la décroissance des débris calcaires et de rudistes d'Est en Ouest dans la région de l'Epire (Grèce), ainsi que la présence de « *current marks* », Aubouin (1959) interprète la provenance du matériel détritique depuis la plateforme de Kruja-Gavrovo. Cette interprétation va dans le sens des observations des figures de rides étudiées dans la région de Kremenara en Albanie (Dewever et al., 2002). D'autres études (Rubert et al., 2012) suggèrent une alimentation des deux plateformes, même si l'orientation de l'axe des plis dans les niveaux de *slumps* suggèrent un déplacement vers l'Est. Rubert et al. (2012) établit une corrélation des dépôts de bassin entre les affleurements de Piluri, Vanister et Muzina dans le Sud du pays et suggère une continuité latérale des *slumps* depuis un environnement de pente jusque dans le bassin. Plusieurs événements de déstabilisation sont identifiés dans les dépôts du Maastrichtien. Des instabilités tectoniques régionales à cette époque sont jugées compatibles avec leur mise en place (Rubert et al., 2012).

2.2. Eléments synthétiques de la stratigraphie régionale

Les éléments bibliographiques exposés dans cette première partie définissent le domaine scientifique dans lequel s'inscrivent les résultats exposés dans ce manuscrit. Les terminologies relatives aux faciès, processus de sédimentation ou de re-sédimentation, éléments morphologiques ou toponymiques sont repris dans la suite du travail sur les dépôts carbonatés du Crétacé Supérieur en Albanie.

La description des successions de plateforme et de bassin dans la région péri-Adriatique permettent d'encadrer le système d'étude, en vue de son intégration régionale dans la dernière partie de ce manuscrit (Partie 5). L'exposé des caractéristiques de sédimentation et re-sédimentation dans la région péri-Adriatique montre des contextes d'étude très différents en fonction de la zone considérée. Parmi les spécificités régionales à l'échelle de la marge Apulienne, et suivant une direction NO-SE, les spécificités suivantes sont attachées à l'étude de la relation entre Plateforme Apulienne et Bassin Ionien :

- 1) Dans le Massif de la Maiella, le contact plateforme – bassin est observable sur l'ensemble de la succession du Crétacé Supérieur. Le contact physique est matérialisé par un paléo-escarpement durant la majeure partie du Crétacé Supérieur (Fig. 1.32), justifiant un transfert de type *by-pass* (Albien – Campanien) entre la plateforme carbonatée et le bassin.
- 2) Dans le Gargano, le contact direct entre les dépôts de plateforme et de bassin n'est matérialisé que pour les dépôts du Crétacé Inférieur (contact entre les dépôts néritiques du Berriasien et les dépôts gravitaires de l'Albien). En revanche, il n'existe pas de connexion directe entre les dépôts de plateforme et de bassin au Crétacé Supérieur. La corrélation des dépôts est essentiellement basée sur la biostratigraphie, et les éléments morphologiques de la transition plateforme – bassin sont limités.
- 3) Dans les Murges une grande partie de la succession affleurante est constituée de dépôts de plateforme carbonatée (pré-Albien – Campanien). Seule une petite partie de la succession, datée du Campanien – Maastrichtien (formation de Caranna, Fig.1.34) peut-être assimilée à une formation de transition entre la plateforme et le bassin. Elle est constituée de dépôts bioclastiques issus de re-sédimentation gravitaire.
- 4) Dans la région du Salento, la succession affleurante (Turonien – Maastrichtien) permet l'observation de carbonates néritiques. Seule la partie supérieure, datée du Maastrichtien comprend des séries bioclastiques pouvant être assimilés à un processus de re-sédimentation de pente.

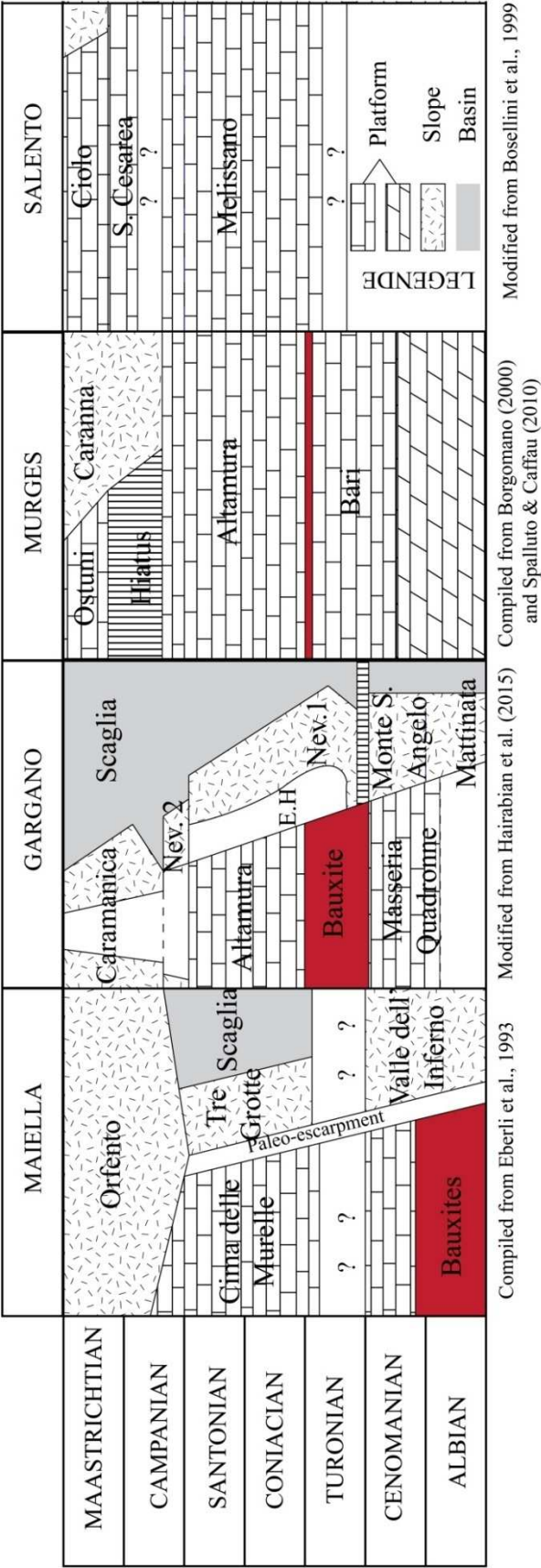


Figure 1.37: Tableau stratigraphique synthétique pour le Crétacé Supérieur dans les zones du massif de la Maiella, du promontoire de Gargano, des Murges et du Salento (de Gauche à droite et du Nord au Sud).

Ces études localisées et discontinues sur le territoire italien constituent les principaux éléments relatifs à l'évolution sédimentaire de la marge Apulienne au Crétacé Supérieur. Les spécificités et caractères communs de la sédimentation sur ces zones d'études permet d'ores et déjà de dégager des tendances d'évolution au Crétacé Supérieur. Parmi ces tendances on notera :

i) Une sédimentation carbonatée de plateforme très interne pendant le Cénomanién. Elle est caractérisée par une dominance des wackestone à packstone à foraminifères, stromatolites et faciès à fenestrées, souvent organisés en paraséquences attestant d'une restriction progressive du milieu (Fig. 1.18 & 1.19). Ces dépôts sont relevés dans le massif de la Maiella, le Gargano, ainsi que les Murges. Une tendance transgressive est attestée vers la fin du Cénomanién, avec la mise en place de faciès dominés par les rudistes dans le Gargano et les Murges (niveau *Sannicandro* notamment). La re-sédimentation de bassin durant cette période est largement dominée par des dépôts bréchiques de bas de pente (formations de *Valle del Inferno*, *Monte San Angelo*).

ii) Des épisodes émergifs sont reconnus dans les successions de plateforme, notamment au passage Albien – Cénomanién dans le massif de la Maiella et durant le Turonien sur le Gargano et dans les Murges (Fig. 1.37). L'épisode Turonien est en contradiction avec les grandes transgressions mondiales de cette période. Il est expliqué par un stress lithosphérique résultant d'une inversion des mouvements entre Afrique et Europe ce qui explique son caractère régional (Eberli et al., 1993 ; Cloetingh, 1988). La datation précise de cet événement n'est en revanche pas connu (Turonien Inférieur, Supérieur ?).

iii) Une réinstallation des conditions de sédimentation de plateforme est attestée au Coniacien avec une ouverture franche des milieux de dépôt dans les Murges, le massif de la Maiella, ainsi que dans le Gargano.

iv) Au Campanien, les dépôts sont dominés par le développement d'une plateforme à rudistes et la mise en place de shoals bioclastiques adjacents, reflétant des conditions de sédimentation externes les zones considérées (Fig. 1.37). Des hiatus de sédimentation sont aussi relevés localement (Gargano, Murges notamment).

v) Le Maastrichtien matérialise un retrait significatif des conditions de plateforme, attesté sur toute la marge Apulienne (Fig. 1.37). La mise en place de dépôts bioclastiques gravitaires est notifiée sur plusieurs successions.

L'étude de la transition plateforme – bassin en Albanie s'inscrit dans ce contexte. Elle vise à établir les points communs et spécificités de fonctionnement de la marge Apulienne en Albanie et à l'intégrer dans son contexte régional.

Partie 2 : Matériels et méthodes

Cette partie méthodologie aborde l'ensemble des techniques utilisées dans le cadre de l'étude du système carbonaté du Crétacé Supérieur. Les investigations de terrain, détaillées dans le premier chapitre, forment la base du travail et déterminent le jeu de données traité par la suite. La biostratigraphie est employée pour les successions sédimentaires de plateforme et de bassin. Les classifications utilisées dans les deux environnements sont abordées dans un second chapitre. Le troisième chapitre détaille les différentes techniques utilisées en pétrographie, et précise le matériel utilisé ainsi que le type d'échantillons analysé. Les méthodes utilisées pour les analyses pétrophysiques et géochimiques sont regroupées dans le quatrième chapitre.

Chapitre 1 : Investigations de terrain

Les investigations de terrain intègrent plusieurs échelles de travail. Les cinq zones d'étude sont présentées dans un premier temps. Chacune des zones fait l'objet d'une étude de détail de la succession du Crétacé Supérieur (levé de log) et d'un échantillonnage associé. Une cartographie des bancs et intervalles clés est ensuite réalisée à l'échelle de l'affleurement ou de la zone d'étude. Les méthodes employées pour ces investigations multi-échelles sont décrites ci-après.

1. Définition des zones d'étude

Au total, cinq zones de travail sont individualisées en Albanie (Fig. 2.1) : i) zone n°1, Col de Llogara & Péninsule de Karaburuni ; ii) zone n°2, Tragjas ; iii) zone n°3, Piluri ; iv) zone n°4, Ksamil & Saranda, et v) zone n°5, Mali Gjere. L'investigation des zones d'étude a été effectuée au cours de quatre missions de terrain, durant les périodes suivantes : 23 avril-18 mai 2012 ; 19 septembre-28 octobre 2012 ; 31 mai-1^{er} juillet 2013 et 22 mai-3 juin 2014.

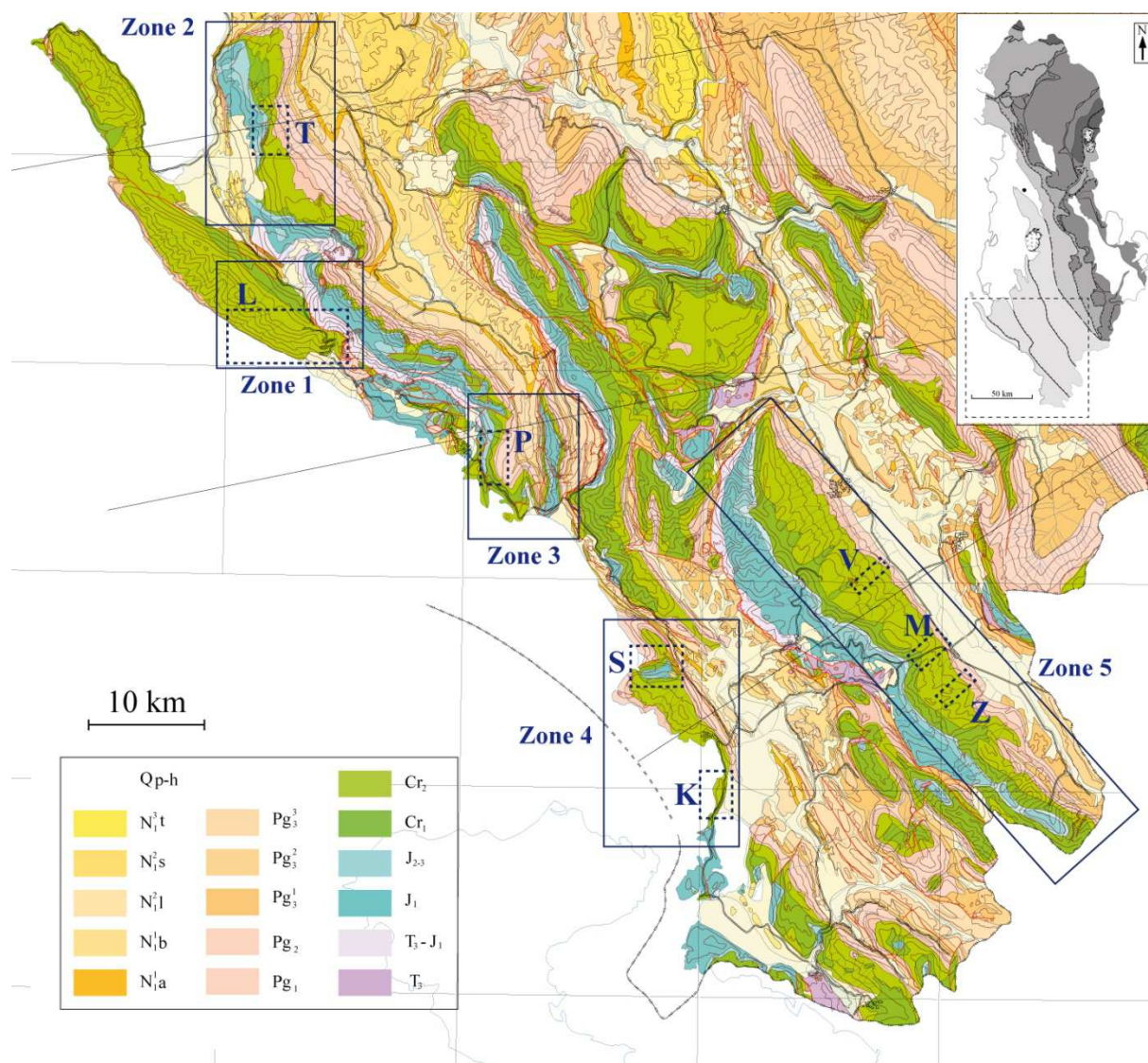


Figure 2.1: Carte géologique du Sud de l'Albanie modifiée d'après Moisiu & Gurabardhi (2004) avec la définition des zones étudiées et affleurements correspondants présentés dans les parties 3 et 4. Abréviations : T, Tragjas ; L, Llogara ; P, Piluri ; S, Saranda ; K, Ksamil ; V, Vanister ; M, Muzina ; Z, Zervati.

Le choix de ces zones répond à plusieurs critères : i) la zone doit présenter un intérêt pour la compréhension du système sédimentaire. Leur positionnement par rapport à la paléogéographie du Crétacé Supérieur (Fig. 1.3 ; Zappaterra) et la nature des dépôts carbonatés qui en dépend (plateforme ou pente/bassin) rentre en compte pour le choix des zones et affleurements. De même, la sélection des zones d'études dans le Bassin Ionien s'attache à représenter plusieurs configurations le long de la marge Apulienne avec les zones 2, 3 et 4 ; ii) les zones et affleurements étudiés doivent comporter l'intégralité de la succession du Crétacé Supérieur sans accident tectonique majeur qui empêcherai une bonne lecture de l'affleurement depuis les dépôts les plus anciens jusqu'aux dépôts les plus récents. La visibilité et l'accessibilité à l'affleurement restent deux aspects primordiaux qui doivent permettre une description de détail sur l'ensemble de la succession; iii) les zones retenues doivent intégrer les études sédimentologiques précises réalisées par Rubert et al. (2012). Elles doivent étendre la zone d'investigation de manière cohérente, afin d'intégrer l'ensemble des travaux pour une meilleure compréhension de l'évolution tectono-sédimentaire de la marge Apulienne pendant le Crétacé Supérieur ; iv) les zones présenter un cadre biostratigraphique existant justifié par l'apport d'études antérieures sur les séries carbonatées étudiées.

2. Levé de log

Les litho-logs de terrain sont levés avec une précision au 1/50. La texture (Dunham, 1962), le type de figures sédimentaires (Reineck & Singh, 1980), les éléments figurés (biotiques et abiotiques), et la taille des grains pour les faciès re-sédimentés (Grabau, 1905) sont systématiquement relevés sur les successions étudiées. Une attention particulière est apportée à la description des limites de bancs sur les successions de plateforme.

L'insuffisance de bancs ou d'intervalles repères est une caractéristique commune des successions carbonatée de la Zone Ionienne et de la Zone de Sazani. A Llogara (zone n°1), un marquage est effectué tous les deux mètres avec une cote associée. Sur les affleurements de la Zone Ionienne, les bancs majeurs sont identifiés et marqués (exemple M1, M2 etc. pour les bancs majeurs de Muzina ; P1, P2 etc. pour les bancs majeurs de Piluri) ce qui permet de se repérer dans la succession. Chaque relevé sédimentaire est accompagné de prises régulières de points GPS.

Certains levés de log du Bassin Ionien ont fait l'objet de précédents levés. C'est notamment le cas pour les zones n°3 et n°5, où les coupes de Piluri, Muzina et Vanister proviennent du travail de Y. Rubert ayant donné lieu à la publication d'un article dans *Sedimentary Geology*

(Rubert et al., 2012). Ces données sont réemployées à partir des fichiers originaux (Adobe Illustrator) et font l'objet d'une reconnaissance sur le terrain et d'une ré-interprétation.

3. Méthodes d'échantillonnage

Le matériel prélevé sur le terrain et à disposition pour les analyses paléontologiques, pétrographiques, géochimiques et pétrophysiques comprend 394 échantillons provenant de la zone d'étude n°1, 34 échantillons de la zone n°2, 50 échantillons de la zone n°3, 76 échantillons de la zone n°4, et 115 échantillons de la zone n°5.

Sur les successions de bassin, trois méthodes sont employées : i) prélèvement régulier dans les boues constituant le terme de décantation du dépôt gravitaire (Terme *te* de Bouma), dans lesquels les foraminifères planctoniques se révèlent mieux préservés (ils sont régulièrement broyés ou écrasés dans les faciès plus grossiers) ; ii) prélèvement régulier dans les faciès d'intérêt particulier ou représentatifs ; iii) prélèvement occasionnel centré sur un événement gravitaire. Chaque terme composant le dépôt est alors échantillonné (tous les 10-20 centimètres).

Sur la coupe de plateforme, même principe, trois méthodes sont employées : i) prélèvement régulier dans les parties crayeuses, riches en foraminifères benthiques qui permettent la datation des dépôts ; ii) échantillonnage régulier des faciès d'intérêt particulier, particulièrement dans la partie supérieure des séquences métriques pouvant révéler des indices d'émersions ; iii) prélèvement occasionnel centré sur des séquences types représentatives, et ce dans chaque intervalle constitutif.

4. Cartographie

Les unités identifiées lors du levé de log sont ensuite cartographiées par zones. La cartographie est complémentaire du levé de log précis au 1/50 (représentation 1D) et apporte une information supplémentaire concernant la continuité latérale des unités.

La cartographie est réalisée sur des cartes militaires Albanaises (Republika Popullore e Shqipërisë dhe Greqia) au 1/25 000 établies dans des années 70. Dans le bassin, la cartographie consiste à individualiser les différentes unités pélagiques, turbiditiques et *slumps*. Celle-ci a été réalisée principalement à pied et en voiture dans les zones 1, 2, 3 et 4. Pour la zone n°5, la succession du Crétacé Supérieur jusqu'au Paléocène a été remontée dans chaque vallée du Mali Gjere, du SE au NO : Pepeli, Vodhinë/Bodrishtë, Bularat, Zervati (vallées Nord et Sud), Jorgucati, Grapsh (Muzina), Frashtan, Goricë, Terihati, Jergucati/Soratikë, Dhuvjani, Haskovë, Vanister, Goranxje, Dervican (Nord et Sud), Lazarat

et Gjirrokaster (Nord et Sud ; Fig. 2.1). Sur cette zone, la cartographie permet le contrôle de la continuité des unités décrites dans les successions de Vanister, Muzina et Zervati.

Lorsque l'accessibilité est plus compliquée (Nord de la zone n°1, zone n°2 notamment), Google Earth® s'est révélé d'une grande utilité pour le suivi des unités. Deux horizons phosphatiques, très marqués car végétalisés, continus et tabulaires dans le paysage, ainsi que les différents niveaux de *slumps* ont notamment été suivis sur de grandes distances, et peuvent être identifiés aisément au-delà de la zone d'étude.

Chapitre 2 : Méthodes d'analyses biostratigraphiques

Dans ce chapitre, la biostratigraphie s'intéresse aux deux formes de foraminifères : i) les formes benthiques (epi- et endofaune) reconnus en domaine de plateforme carbonatée, et essentiellement identifiés sur la zone n°1 ; ii) les formes planctoniques sont reconnues exclusivement en domaine de pente/bassin (zone n°2, 3, 4, et 5). Différentes classifications s'attachent aux formes benthiques et planctoniques qui sont détaillées ci-après.

1. Biostratigraphie des environnements de plateforme carbonatée

L'étude biostratigraphique assignée à l'étude de la zone n°1 s'appuie sur un document biostratigraphique de l'Institut du Pétrole et du Gaz d'Albanie (la coupe de Kanal) ainsi que sur la biozonation de Fleury (1980) pour le Crétacé Supérieur.

1.1. La coupe de 'Kanal'

La coupe de 'Kanal' établie par Brahimi et al., 1992 (Fig. 2.2) est précieuse car elle constitue l'unique cadre biostratigraphique établi dans cette zone. Elle permet également de représenter l'épaisseur de la série du Crétacé Supérieur, évaluée à environ 1300 mètres. Notons également qu'aucun hiatus de sédimentation n'est figuré sur la coupe. Plusieurs points compliquent son emploi direct pour l'étude de la zone n°1 (Llogara), notamment :

- i) L'emplacement exact de la coupe étudiée sur les monts 'Kanal' probablement située à quelques centaines de mètres du col de Llogara, où a été menée la présente étude (coupe de Llogara).
- ii) Son caractère purement biostratigraphique est problématique pour l'application à une étude sédimentologique. La description de faciès est peu mise en valeur (Fig. 2.2). Une différenciation lithologique permet de distinguer deux ensembles aux caractéristiques différentes. De l'Albien Supérieur au Sénonien Inférieur, la série carbonatée est constituée de calcaires dolomitiques et d'argiles, représentés en strates fines, avec de nombreux intervalles bréchifiés. Une grande partie du Sénonien est constituée de calcaires crayeux et dolomitiques en strates massives (Fig. 2.2). L'insuffisance des descriptions sédimentologiques ne permet pas d'identifier une dynamique de sédimentation (évolution transgressive, régressive, éventuelle cyclicité) ou des événements de sédimentation (émersion, ennoyage de la plateforme).
- iii) Plusieurs éléments biostratigraphiques n'ont pas pu être identifiés de manière satisfaisante (pas de correspondances avec les chartes internationales), ou leur occurrence ne correspond pas à l'étage qui leur est communément assigné. Par conséquent, la significativité de ces éléments est difficile à évaluer.

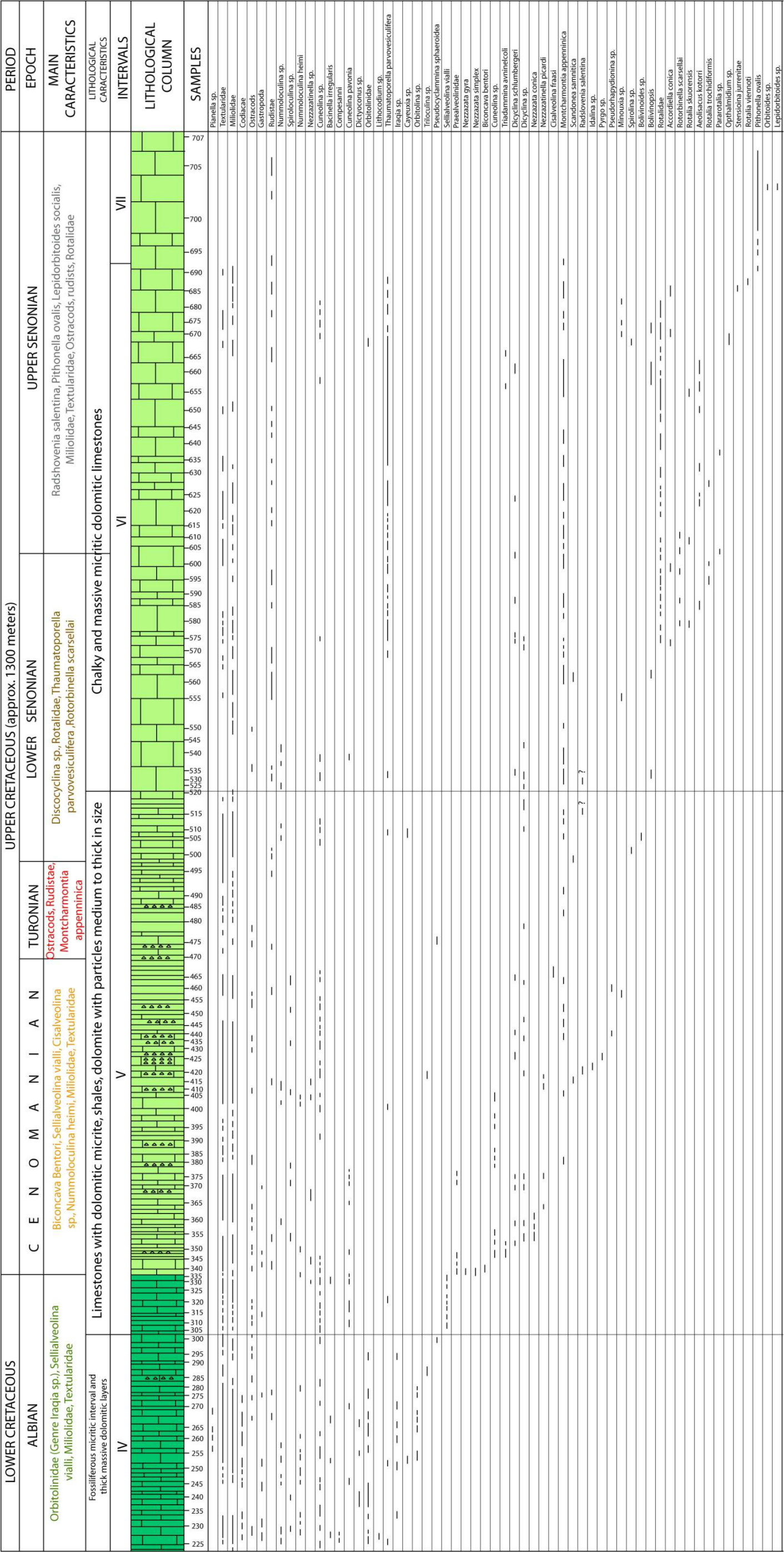


Figure 2.2: Découpage biostratigraphique de la coupe de Kanal. Numérisé, d’après Brahimî et al., 1992.

1.2. Le découpage biostratigraphique du Crétacé Supérieur de Fleury (1980)

La biozonation de Fleury (1980) a été initialement élaborée pour la succession de Gavrovo-Tripolitza, en Grèce. Cette biozonation est ensuite reprise dans plusieurs travaux et publications sur la plateforme de Gavrovo-Tripolitza en Grèce et son extension septentrionale en Albanie, sur la Plateforme de Kruja (Mavrikas, 1993 ; Heba, 2008 ; Heba & Prichonnet, 2006, 2009 ; Heba et al., 2009).

Dans ses travaux, Fleury (1980) souligne trois difficultés principales liées à l'application de cette biozonation et à la précision stratigraphique attachée : i) la grande sensibilité des organismes aux fluctuations du milieu, très importantes dans le détail ; ii) un certain endémisme géographique pour cette biozonation ; iii) l'absence totale de pénétration d'organismes planctoniques sur lesquels sont légitimement fondées les zonations classiques les plus sûres.

Sept biozones sont individualisées pour le Crétacé Supérieur :

- 1) CsB1 : L'intervalle est compris entre l'apparition de *Sellialveolina viallii* et celle de *Broeckina balcanica*, tous deux considérés comme fossiles index. Cet intervalle correspond à un âge Cénomaniens Inférieur à moyen (Fig. 2.3).
- 2) CsB2 : C'est la zone d'extension de *Broeckina balcanica* qui définit la biozone (fossile index) car ce dernier est considéré comme ubiquiste. En son absence, *Cisalveolina fallax* peut caractériser le sommet de la biozone. L'âge des dépôts est compris entre le Cénomaniens Moyen et Supérieur (voire Turonien Inférieur).
- 3) CsB3 : La partie inférieure de la biozone est déterminée par la présence de *Pseudocyclamina sphaeroidea* (foraminifère index), dont l'extension est définie du Cénomaniens Supérieur – Turonien Inférieur jusqu'au Santonien Supérieur. La partie supérieure de la biozone peut-être caractérisée par l'apparition d'un autre foraminifère index, *Murgella lata*, ou par l'apparition de *Rotorbinella scarsellai*. Cette biozone est définie du Turonien au Santonien Inférieur.

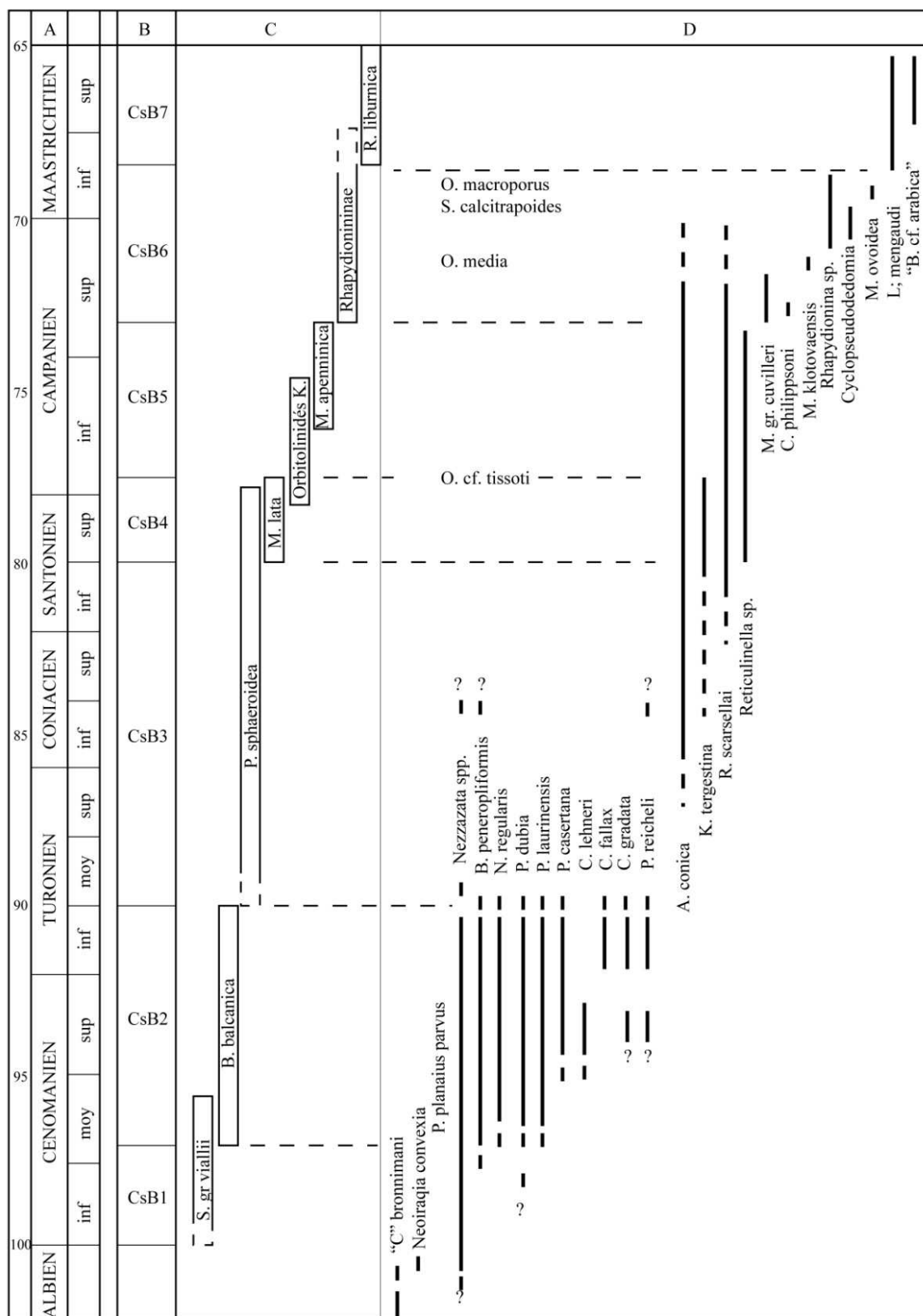


Figure 2.3: Cadre chronologique et biozonation pour le Crétacé Supérieur d'après Fleury (1980) modifié. (A) Ages géologiques, (B) Biozones du Crétacé Supérieur, (C) Foraminifères index, (D) Foraminifères associés.

4) CsB4 : Il s'agit d'une « zone d'extension maximale » de l'espèce index *Murgella lata*, assignée au Santonien Supérieur.

5) CsB5 : Cette biozone est comprise entre la disparition de *Murgella lata* et la disparition de *Montcharmontia apenninica* (foramnifères index). Elle est assignée au Campanien Inférieur.

6) CsB6 : L'extension de cette biozone est comprise entre l'apparition des premiers *Rhapydionininae* (espèce index) et l'apparition de *Rhapydionina liburnica*. L'âge des dépôts est alors compris entre le Campanien Supérieur et le Maastrichtien Inférieur.

7) CsB7 : *Rhapydionina liburnica* est considérée comme l'espèce index, et peut être accompagnée de *Broeckinella cf. arabica*, *Laffiteina mengaudi* et *Cuneolina sp.* La biozone est associée au Maastrichtien Supérieur (Fig. 2.3).

1.3. Méthode employée

Le découpage bio-stratigraphique de la succession de Llogara (zone n°1) a été réalisé à partir de 394 lames minces (Annexe 1 : Coupes détaillées, Log Llogara). L'analyse des organismes marqueurs est réalisée par Grigor Heba, qui s'appuie sur le découpage du Crétacé Supérieur en sept biozones par Fleury (1980), présenté en figure 2.3. Les résultats obtenus sont comparés avec les précédents travaux de Brahimi et al., (1992) sur la coupe analogue de 'Kanal', située quelques centaines de mètres au Nord de celle de Llogara.

2. Biostratigraphie des environnements de bassin

L'étude biostratigraphique assignée à l'étude des zones n°2, 3, 4 et 5 s'appuie sur deux documents biostratigraphiques de l'Institut du Pétrole et du Gaz d'Albanie (les coupes de Piluri et Muzina) ainsi que sur les classifications de Caron (1983, 1985) pour les foraminifères planctoniques du Crétacé Supérieur.

2.1. Cadre biostratigraphique, les coupes de Piluri et Muzina

Les documents biostratigraphiques disponibles sont relatifs aux coupes de Piluri et Muzina, présentés en figure 2.4 et 2.5 respectivement. Ils permettent d'identifier certains éléments importants de la sédimentation au Crétacé Supérieur dans la Zone Ionienne :

- i) Une accumulation sédimentaire différenciée pour le Crétacé Supérieur dans le Bassin Ionien. La succession étudiée à Piluri (Fig. 2.4 ; chevauchement de Cika) mesure 280 mètres, alors que celle de Muzina (Fig. 2.5 ; chevauchement de Kurveleshi) mesure 330 mètres.
- ii) La nature des faciès identifiés le long des successions de Piluri et Muzina est divisée en trois membres. Le premier membre s'étend de l'Albien au Coniacien/Santonien, il est constitué de calcaires micritiques en strates minces, parfois associés à des lithologies phosphatiques (Fig. 2.4 & 2.5). Le second membre comprend le Santonien Supérieur et le Campanien, les faciès observés sont constitués de calcaires micritiques et turbiditiques (Fig. 2.4 & 2.5). La partie sommitale du Crétacé Supérieur (Maastrichtien) est constituée de calcaires turbiditiques massifs. Certains niveaux irréguliers sont figurés dans cet intervalle sur les figures 2.4 & 2.5.
- iii) Sur la succession de Piluri comme pour celle de Muzina, la partie inférieure de l'intervalle Crétacé Supérieur est bien moins développée que l'intervalle Campanien – Maastrichtien. Sur la coupe de Muzina (Fig. 2.5), l'étage du Cénomaniens n'est pas représenté.

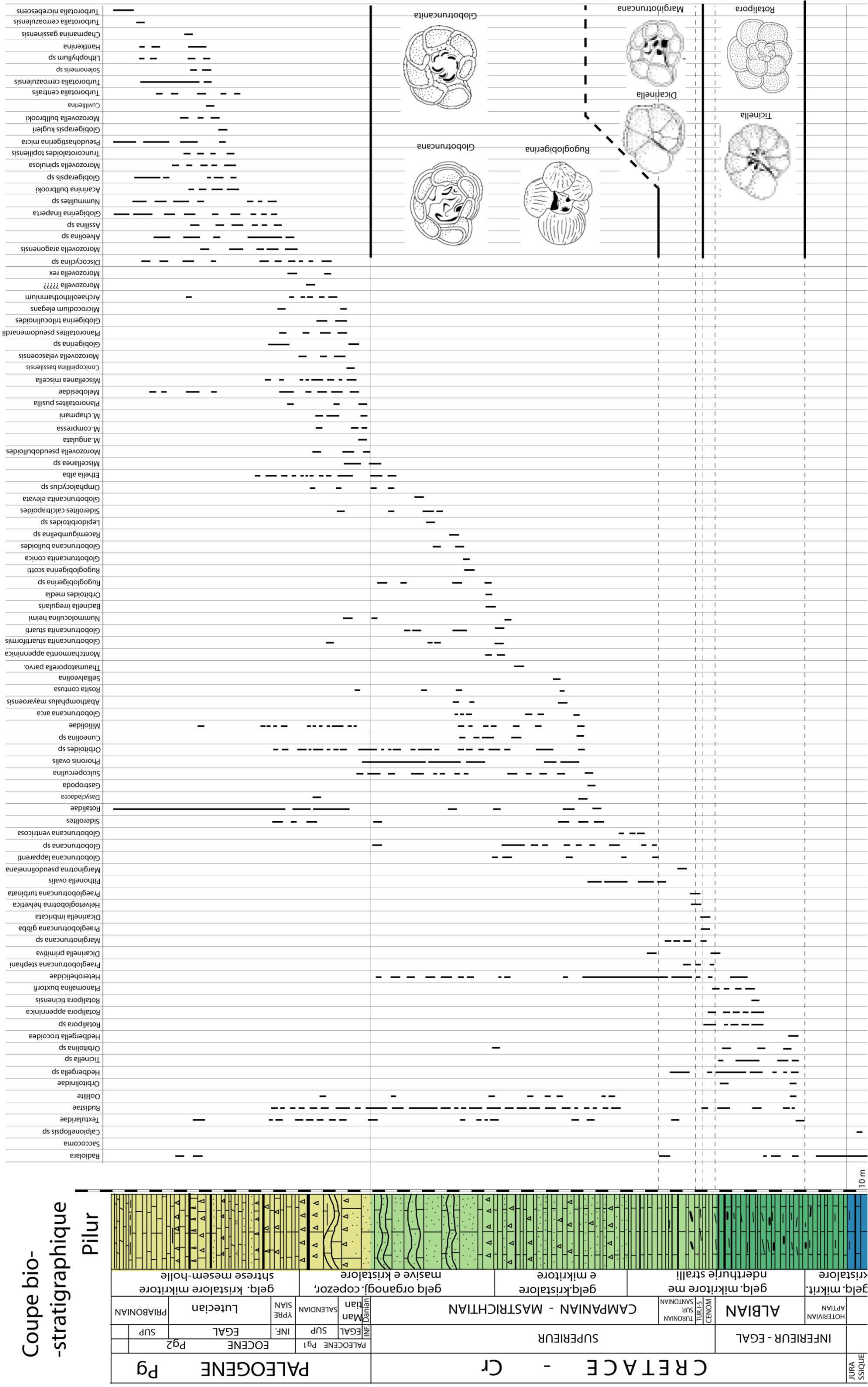


Figure 2.4: Biostratigraphie de la succession Jurassique - Paléogène de Piluri, numérisé d'après Brahimi et al. (1992) et exemples de foraminifères planctoniques reconnus dans les sédiments gravitaires, d'après la phylogénie des genres planctoniques du Crétacé Supérieur (Caron, 1983).

iv) Le passage du Crétacé Supérieur au Paléocène est indiqué par l'apparition de faunes pélagiques de type *Globogerinidae*, ou *Morovazella sp.* Ce passage ne se traduit pas par un changement franc de la sédimentation, toujours dominée par des faciès turbiditiques et des niveaux issus de déstabilisation.

De même que pour la coupe de Kanal, présentée en figure 2.3, certaines incohérences ou insuffisances sont attachées à ces coupes biostratigraphiques :

- i) L'enregistrement sédimentaire n'a pas fait l'objet d'une étude de détail. La précision du travail biostratigraphique est réduite, du fait que les repères soit faibles sur la coupe.
- ii) D'autre part, aucun élément ne permet d'identifier une quelconque dynamique de sédimentation ou la nature des évènements gravitaires.

2.2. Méthode employée

La datation des dépôts de bassin et de pente s'appuie sur l'identification des foraminifères planctoniques sur une centaine de lames minces par Michèle Caron, qui s'appuie sur la classification de Caron (1983 ; 1985). Les résultats obtenus sur les zones n°2, 3, et 4 sont comparés avec le découpage bio-stratigraphique de Brahim et al. (1992) présenté en figure 2.4 (coupe de Piluri) ainsi qu'avec les travaux de Rubert et al. (2012). Les résultats obtenus pour la zone n°5 sont comparés avec le découpage biostratigraphique de Brahim et al. (1987) présenté en figure 2.5 (coupe de Muzina) ainsi qu'avec le travail de Rubert et al. (2012) sur les coupes de Muzina et Vanister (zone n°5).

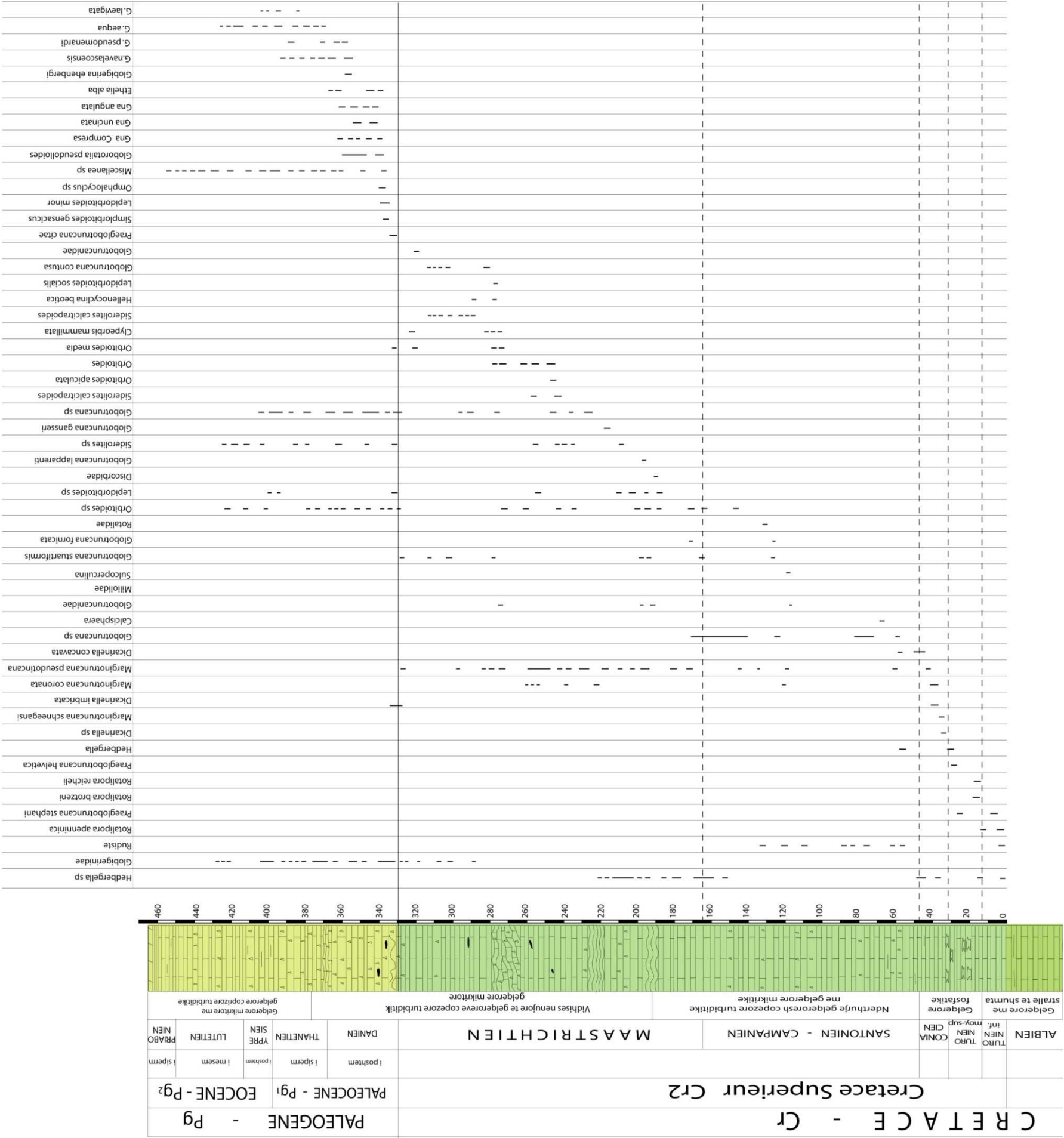


Figure 2.5: Biostratigraphie de la succession Crétacé-Paléogène de Muzina, numérisé et modifié d’après Brahim et al., (1987).

Chapitre 3 : Méthodes d'analyses pétrographiques

Ce chapitre décrit brièvement l'ensemble des techniques pétrographiques employées au cours de l'étude. Les principes et intérêts présentés par chacune des méthodes sont rappelés, parfois illustrés avec un schéma de principe et/ou des exemples concrets issus de l'étude, notamment pour l'épifluorescence et la cathodoluminescence. Les techniques de microscopie optique, d'épifluorescence, de cathodoluminescence et de microscopie électronique à balayage sont décrites respectivement.

1. Microscopie optique

L'analyse microscopique est réalisée à l'aide d'un microscope polarisant. A Bordeaux, le microscope utilisé est un *Olympus BH-2*, associée à une camera *Sony Power HAD*. A Leuven, un *Olympus BX60* et un *Leica DM LP* sont utilisés. Les photos sont obtenues à l'aide d'un dispositif photographique *digital DP200*.

Les analyses microscopiques s'attachent à relever pour chaque échantillon provenant de la plateforme : les éléments biotiques et abiotiques, la texture (Dunham, 1962 ; Folk, 1962), les caractéristiques diagénétiques (Grammer et al., 1993) et la description de l'espace poreux (Choquette & Pray, 1970). Pour les échantillons en provenance des affleurements de pente/bassin, l'observation se focalise sur les éléments biotiques et abiotiques, ainsi que la taille des grains, suivant les termes définis par Grabau (1904). Les calcilutites comprennent les particules de la taille des argiles et des silts ($<62\ \mu\text{m}$) ; les calcarénites comprennent les particules de $62\ \mu\text{m}$ à $2\ \text{mm}$, tandis que les calcirudites définissent les grains dont le diamètre excède $2\ \text{mm}$.

2. Epifluorescence

2.1. Principe et intérêt de la méthode

La fluorescence est une forme de luminescence et représente la propriété d'un matériau à émettre de la lumière lorsqu'il est excité par un rayonnement visible ou ultraviolet. Une installation standard comprend une source de rayonnement (tungstène, mercure, xénon) qui génère un faisceau dirigé vers un premier filtre permettant de sélectionner une longueur d'onde (ultraviolet, bleu, ou vert par exemple). Un séparateur dichroïde permet de réfléchir une grande proportion du rayonnement en dessous une longueur d'onde donnée, et permet aux longueurs d'onde plus longues d'être transmises. Le rayonnement de longueur d'onde spécifique émis est transmis à travers l'échantillon, puis le rayonnement fluorescent résultant est transmis à l'observateur (Dravis & Yurewicz, 1985 ; Flügel, 2004).

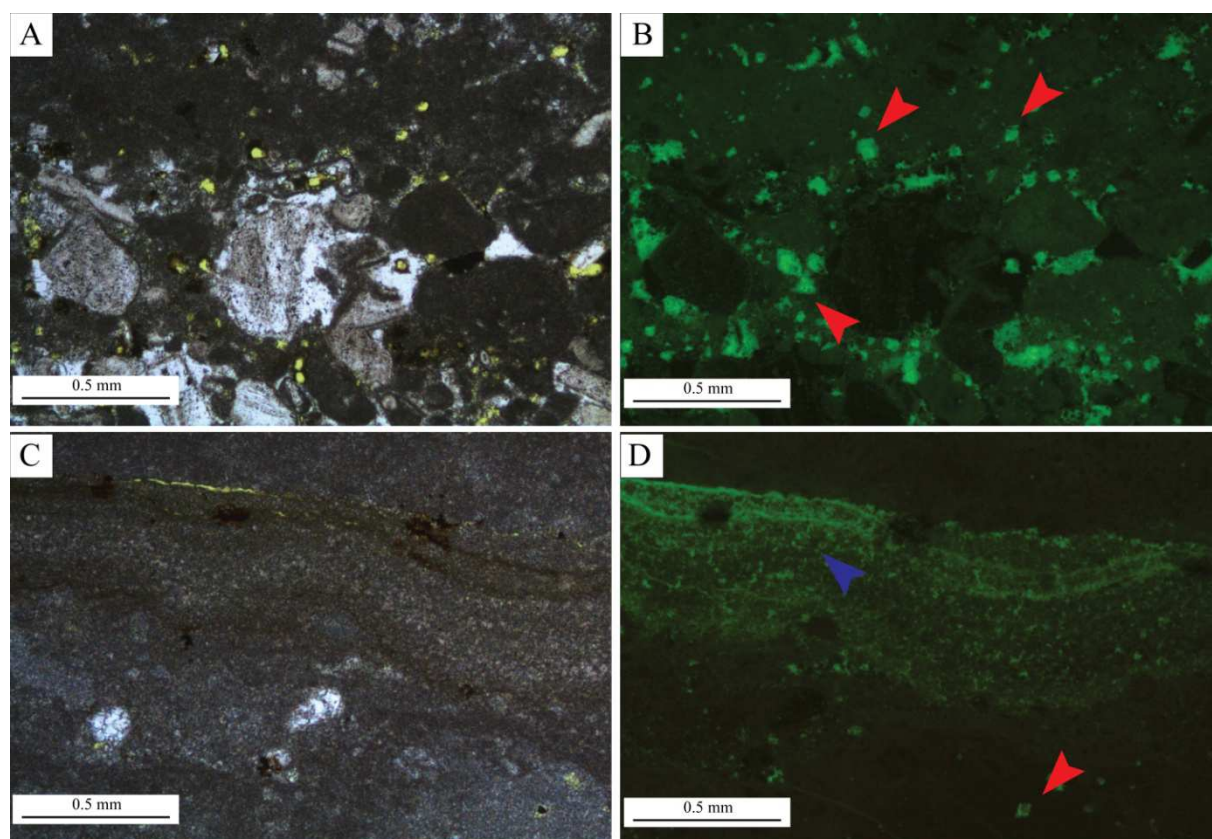


Figure 2.6: Exemples de l'apport de l'épifluorescence sur des faciès bioclastique (A) et stromatolitique (B) du Crétacé Supérieur (Coupe de Llogara). (A) Faciès bioclastique constitué de débris de rudistes et péloïdes en LN (A) et épifluorescence (B). En épifluorescence (B), la forme rhomboédrique qui se dégage de la matrice révèle une phase de dolomitisation; (C) et (D) Mise en évidence de la microporosité dans un faciès à laminations cryptalgaires (flèche bleue) et de la présence de fantômes de dolomie, attestant d'une phase de dolomitisation.

La technique est utilisée pour plusieurs expertises : i) l'étude des constituants organiques (cyanobactéries, algues, pollen) et des phénomènes de bio-minéralisation ; ii) la différenciation de des micrites et iii) la reconnaissance des micro-fabriques de grains et la définition de l'espace poreux (Dravis & Yurewicz, 1985 ; Flügel, 2004). C'est cette dernière expertise qui est menée dans le cadre de cette étude. Des exemples de l'intérêt de la méthode sont présentés en figure 2.6.

2.2. Matériel utilisé

60 échantillons bénéficient d'une analyse en épifluorescence. Les lames minces sont imprégnées avec une substance dérivée de la fluorescéine. Une source *Leica 12V/100W* est associée avec un filtre *BP450-490/LP515*. Le dispositif de filtres à une longueur d'onde d'excitation comprise entre 450 et 495 nm, et une longueur d'onde d'émission comprise entre 510 et 650 nm. Les résultats obtenus en épifluorescence proviennent en partie du travail de

Benoît Grenier, réalisé dans le cadre de son projet de fin d'étude (*Evolution des propriétés réservoir de la plateforme carbonatée Apulienne « Crétacé Supérieur » et lien avec les séquences type de dépôt, Llogara, Albanie*).

3. Cathodoluminescence

3.1. Principe et intérêt de la méthode

La cathodoluminescence est un outil essentiel pour l'investigation des roches carbonatées. La méthode repose sur un bombardement d'électrons sur une lame mince dans une chambre maintenue sous vide, ce qui stimule l'émission d'un rayonnement. Les électrons excités envoyés vers la bande de conduction n'y restent que temporairement le temps de perdre la quantité d'énergie reçue par le bombardement, puis retournent dans la bande de valence. Dans le milieu cristallin, des défauts existent (cristallographiques, impuretés) qui occupent des niveaux d'énergie discrets dans la *band gap*. Ils constituent des pièges pour capter les électrons qui retournent vers la bande de valence (Fig. 2.7). Les électrons ne restent piégés que temporairement (quelques microsecondes) dans la *band gap*, et émettent des photons dans le spectre du visible avant de retourner dans la bande de valence.

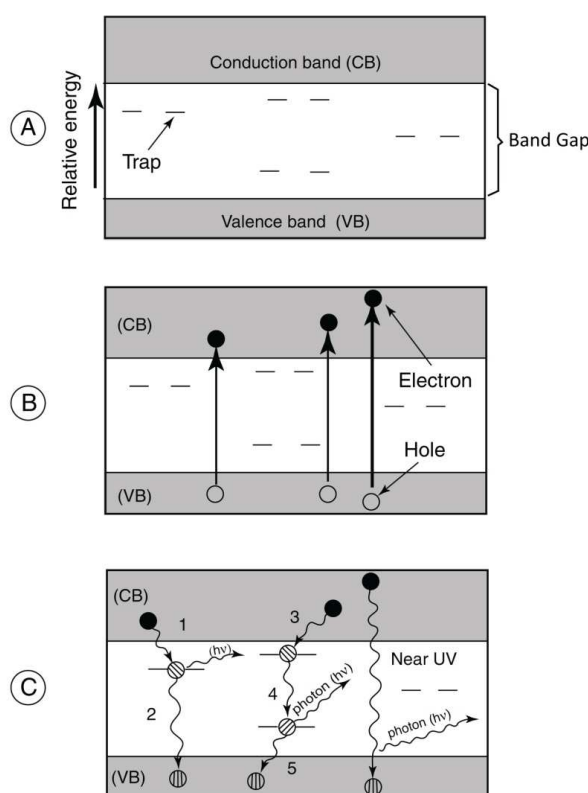


Figure 2.7: Représentation schématique du principe provoquant le processus de cathodoluminescence, d'après Boggs et al., 2001.

La nature du rayonnement émis dépend des caractéristiques du matériau bombardé. La luminescence est influencée par la présence d'activateurs et d'inhibiteurs dans l'échantillon. Les principaux activateurs sont Mn^{2+} , Pb^{2+} ainsi que les terres rares (*Rare Earth Elements*). Les inhibiteurs principaux sont Fe^{2+} , Ni^{2+} et Co^{2+} (Miller, 1988 ; Barnaby & Rimstedt, 1989 ; Machel & Burton, 1991).

L'intérêt de la méthode est lié à l'observation et la compréhension des phases diagénétiques qui constituent l'histoire du sédiment. La luminescence peut permettre d'attester des changements environnementaux reflétés par les différentes phases de croissance cristalline, ou encore mettre en évidence des transformations minéralogiques (transformation de la calcite en dolomie). L'observation des phases de cimentation diagénétiques ou tardives et des relations entre ces différentes phases permet une analyse fine de la chronologie relative de la cimentation ('*cement stratigraphy*') souvent limitée en microscopie optique classique (Meyers, 1991 ; Flügel, 2004).

3.2. Matériel utilisé

La cathodoluminescence à froid est réalisée à l'aide d'un modèle *Technosyn 8200 Mark II* modifié, à l'Université de Leuven (Fig. 2.8). L'objectif attaché à l'emploi de cette méthode est de révéler les microstructures diagénétiques et l'interprétation des différentes phases diagénétiques (stratigraphie de la cimentation) sur 56 lame minces provenant d'échantillons prélevés le long de la coupe de Llogara (zone n°1).

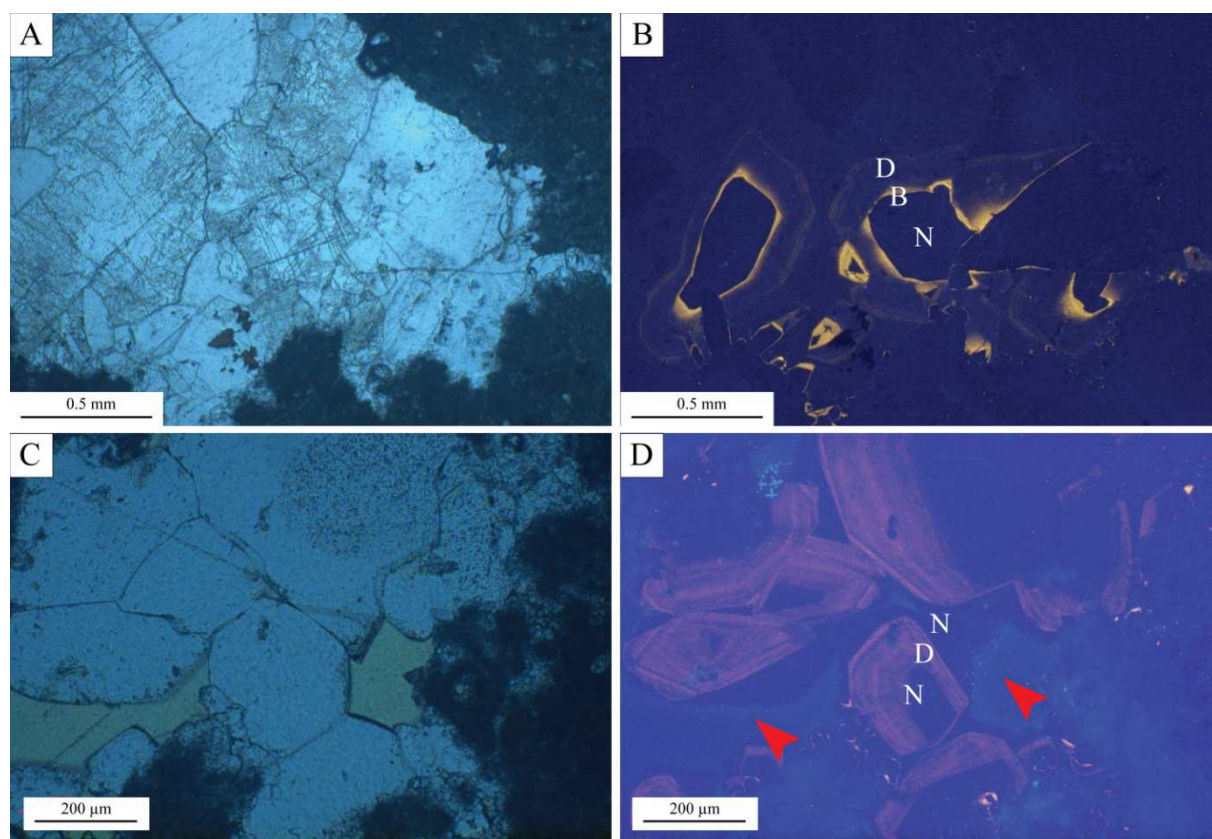


Figure 2.8: Exemples d'imagerie en cathodoluminescence sur des échantillons de calcaires néritiques du Crétacé Supérieur en Albanie. (A) & (B) microphotographies en lumière naturelle et cathodoluminescence respectivement d'un ciment en grande plage. Abréviations: N, Non ; B, Bright ; D, Dull. (C) et (D) microphotographies en lumière naturelle et cathodoluminescence respectivement d'un ciment sparitique hétérométrique. Les différentes phases de croissance cristalline sont visibles dans la partie luminescente. Abréviations: N, Non ; D, Dull.

4. Microscopie Electronique à Balayage

4.1. Principe et intérêt de la méthode

Le Microscope Electronique à Balayage (MEB) permet d'obtenir des images de la surface de pratiquement tous les matériaux solides, et vise à produire des images 3D hautes résolution d'un échantillon. Le principe repose sur un balayage séquentiel d'un faisceau électronique sur l'échantillon et une retransmission de l'image point par point et ligne par ligne par l'intermédiaire d'un détecteur qui enregistre les signaux émis. En sédimentologie, son application révèle des précisions sur la texture micritique, la géométrie des micropores, la morphologie des ciments, ou encore la structure des éléments biologiques.

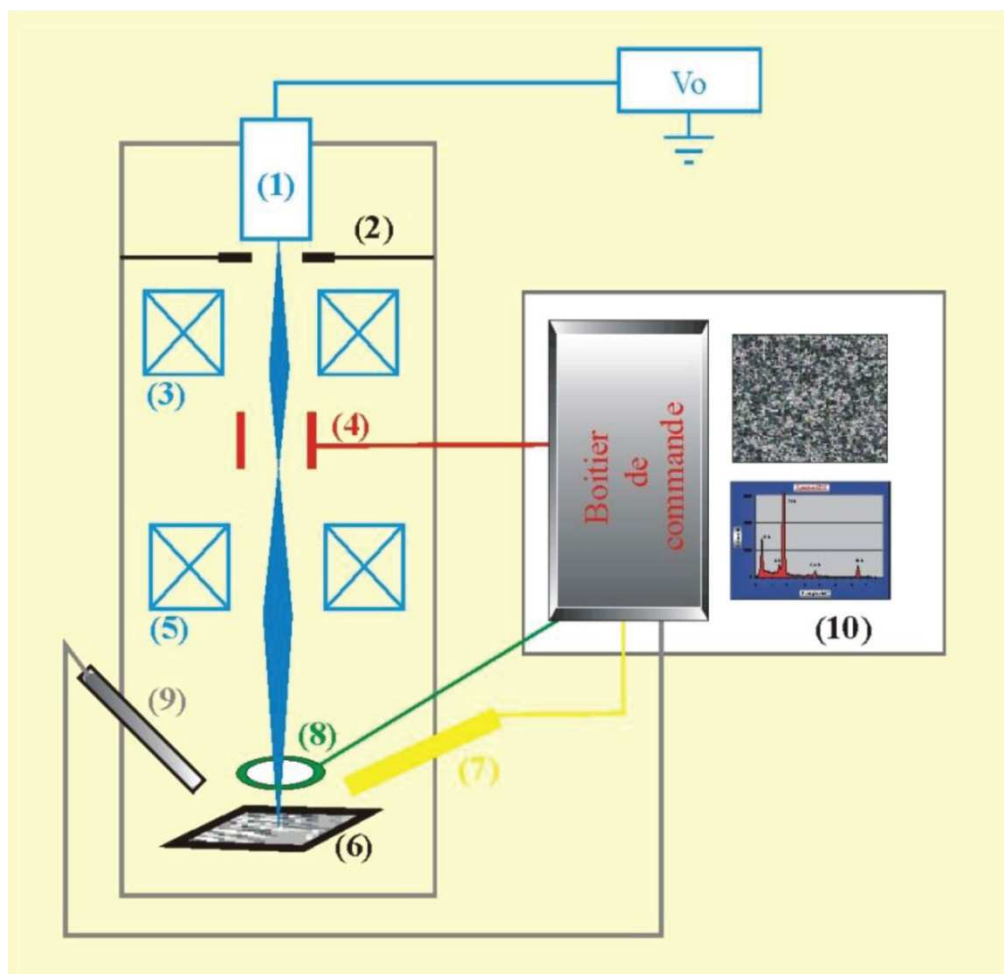


Figure 2.9: Représentation schématique d'un microscope électronique à balayage. (1) canon à électrons ; (2) diaphragme ; (3) système de condensateurs ; (4) bobines de déflection reliées au boîtier de commande ; (5) lentille objectif ; (6) platine de support de l'échantillon ; (7) électrons secondaires ; (8) rayons X ; (9) électrons retrodiffusés ; (10) traitement et formation de l'image. D'après Galaup, communication personnelle.

L'instrumentation comprend : i) la sonde, composée d'un canon à électrons (0-50 keV) et un système de condensateurs électromagnétiques associé, permettant de focaliser la sonde (30 Å à 5 Å). Cet ensemble est placé sous un vide de 5.10^{-5} Torr ; ii) un système de balayage, composé de bobines de balayage qui permettent de guider la sonde et d'une lentille objectif qui projette le spot sur l'échantillon ; iii) un système échantillon – détecteur composé d'une platine de support de l'échantillon qui permet de changer son orientation, et de différents détecteurs destinés au comptage d'électrons secondaires, retrodiffusés et rayons X ; iv) un système de traitement et de formation de l'image (Fig. 2.9).

4.2. Matériel utilisé

L'appareil utilisé est un microscope *JEOL-JSM 6400* de l'Université de Leuven. Les 10 échantillons carbonatés de plateforme analysés sont préalablement collés sur un support avec l'aide d'une colle carbone conductrice et recouverts (sous vide) d'une fine couche de métallisation.

Les résultats obtenus avec les méthodes de cathodoluminescence et microscopie électronique à balayage proviennent principalement du travail de Gert Ghysels, détaillé dans sa thèse de Master, intitulée : *Sedimentpetrological study of Upper Cretaceous platform carbonates in the Llogara pass (Vlora, Albania)*.

Chapitre 4 : Méthodes d'analyses pétrophysiques et géochimiques

Ce chapitre est découpé en deux sections. La première s'intéresse aux analyses de porosimétrie au mercure. Les classifications de base de la porosité et des micrites sont brièvement illustrées. Elle s'efforce également de montrer la complémentarité des méthodes utilisées pour caractériser les propriétés réservoirs d'une roche sédimentaire carbonatée, avec la combinaison d'analyses pétrographiques et pétrophysiques. La seconde section s'emploie à décrire les analyses isotopiques utilisées dans cette étude pour la caractérisation des environnements diagénétiques (isotopes stables du carbone et de l'oxygène), et en vue de la datation chronostratigraphique des sédiments (isotopes stables du strontium).

1. Pétrophysique

Les analyses menées dans le cadre de cette étude sont centrées sur l'acquisition de données relatives à la porosité. L'évaluation de cette dernière sert notamment à caractériser les propriétés réservoirs des échantillons considérés. Dans le cas des carbonates, la configuration géométrique du milieu poreux est beaucoup plus complexe que dans le cas des roches silico-clastiques. Cette complexité est due à l'origine biologique des dépôts et à leur grande réactivité pendant la ou les phases de transformations diagénétiques (Choquette & Pray, 1970 ; Moore, 2001).

1.1. Principe et intérêt de la méthode

La méthode de porosimétrie mercure (MIP) est une technique largement utilisée pour caractériser la distribution des tailles de pores dans les matériaux cimentés. L'analyse est basée sur la loi de Washburn (1921) qui stipule que le diamètre moyen de connexion des pores est assimilable à un modèle capillaire formé par des tubes cylindriques. La pression capillaire est donnée par la relation suivante :

$$P_c = \frac{2\gamma \cdot |\cos\theta|}{R_c}$$

Avec P_c la pression capillaire (Pa), R_c le diamètre moyen de connexion des pores (en μm), θ l'angle de contact du mercure avec le pore ($\theta=140^\circ$) et γ la tension de surface du mercure (0.480 N/m). Les courbes d'injection fournissent des informations sur le réseau poral, dont la distribution du diamètre d'entrée des pores ou la surface spécifique. Plusieurs classifications permettent d'évaluer le type de pores (Fig. 2.10).

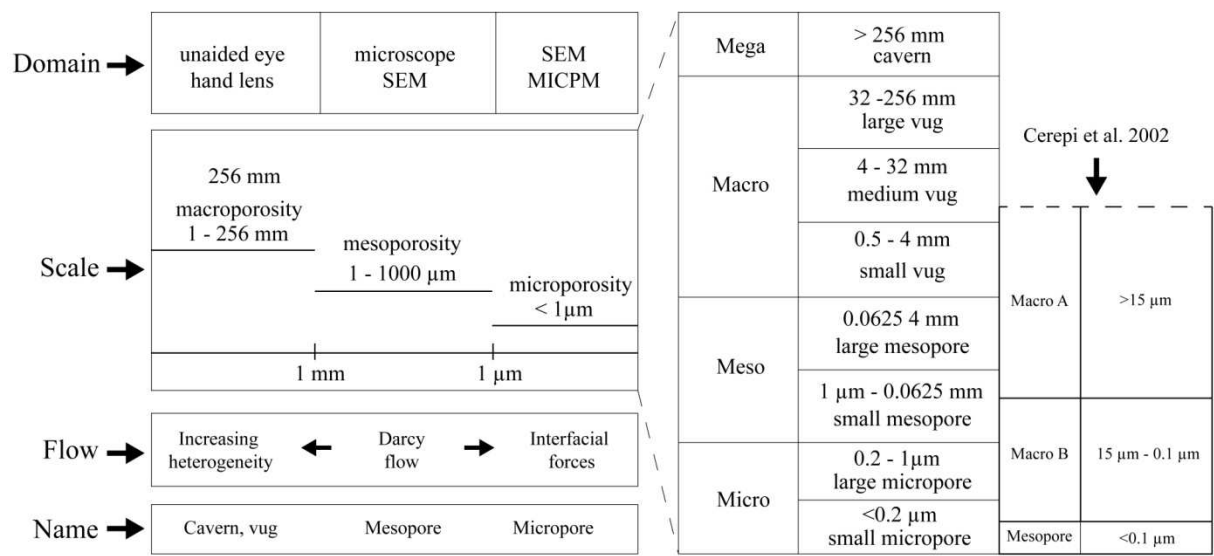


Figure 2.10: Classification de la taille des pores dans les roches carbonatées et méthodes de mesures associées, modifié d’après Luo & Machel, 1995, et mise en regard avec la classification de Cerepi et al. (2002).

Les classifications de Lucia (1995) et de Luo et Machel (1995) mettent en évidence quatre types de porosité. Dans la figure 2.10, cette dernière classification est mise en regard de la classification de Cérépi et al. (2002), utilisée dans la présente étude car plus adaptée à la distribution des pores dans les échantillons peu poreux.

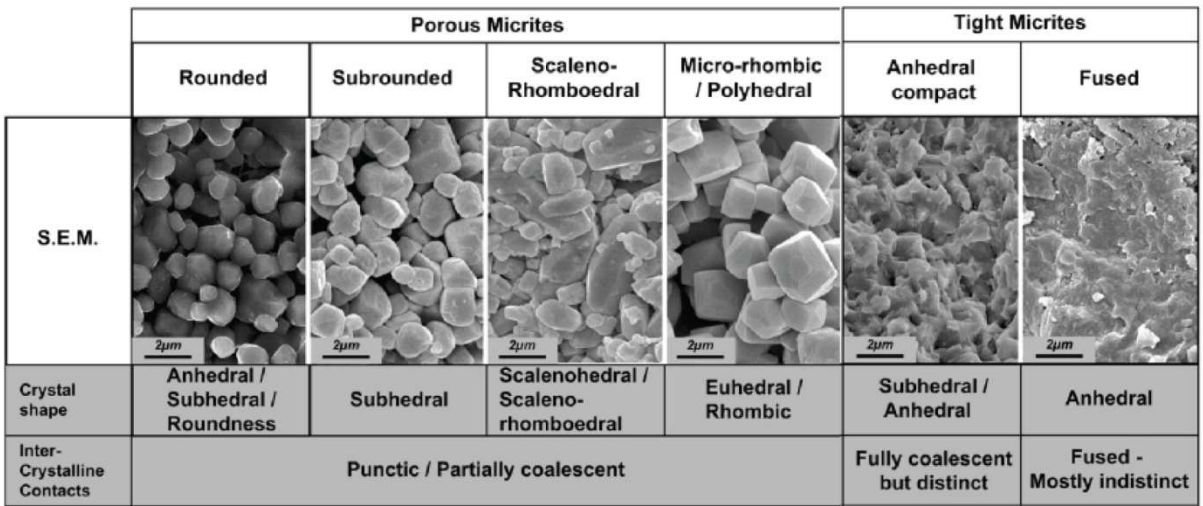


Figure 2.11: Classification des microtextures micritiques, d’après Deville de Periere et al., 2011.

Au microscope électronique à balayage (MEB), la description des microtextures micritiques peut-être envisagée par la classification de Deville de Periere et al. (2011). Cette dernière s’appuie sur une reconnaissance morphologique des micrites classées en deux catégories,

poreuses et non-poreuses (*tight micrites*) lesquelles sont classées en sous-catégories focalisées sur la morphologie cristalline (arrondie, rhomboédrique, compacte etc., Fig. 2.11).

1.2. Matériel utilisé

Les analyses pétrophysiques visent à déterminer les propriétés réservoir des séquences type mise en évidence sur la succession de plateforme carbonatée (zone n°1). La méthode d’échantillonnage est détaillée dans l’article : « *Small-scale sequences as a proxy for the sedimentary evolution of the Apulian Platform during the Late Cretaceous (Llogara pass, Albania)* » présenté dans la partie 3. Ces analyses sont conduites à l’ENSEGID (Bordeaux) à l’aide d’un appareil *AutoPore IV 9500* (Micromeritics Instrument Corporation) sur 53 échantillons. Certains résultats bruts sont présentés en Annexe 2. Ils proviennent en partie du travail de Benoît Grenier et Gert Ghysels (Fig. 2.12).

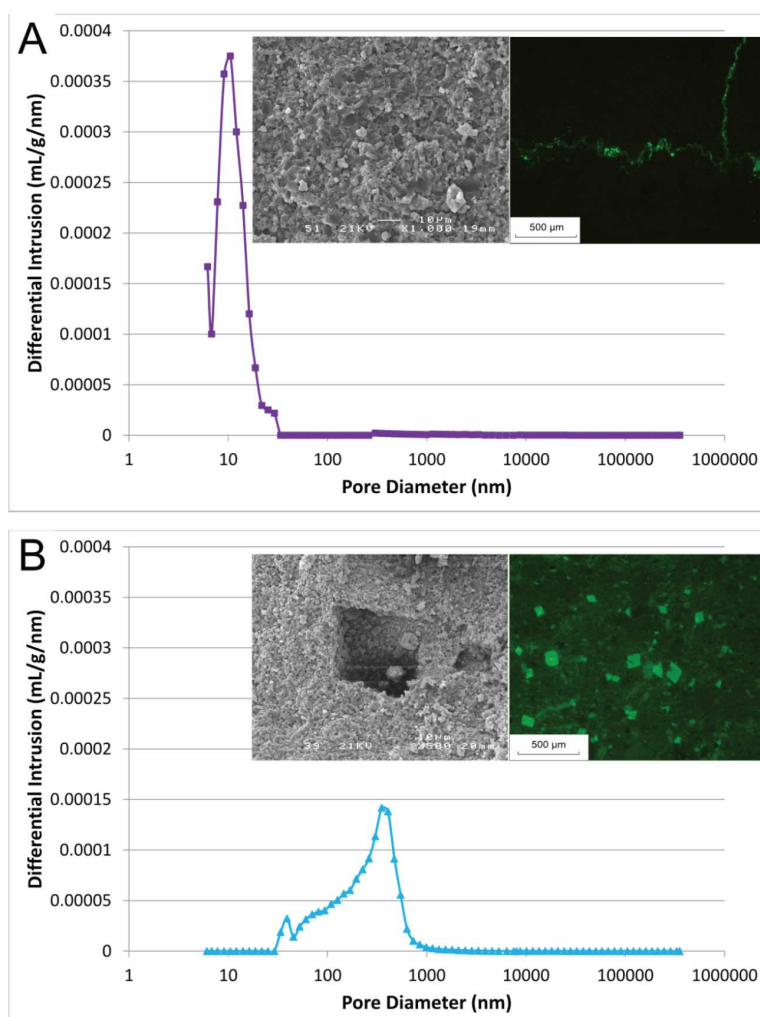


Figure 2.12: Lien entre les différentes techniques pétrographiques (MEB et épifluorescence) et la taille des pores obtenue avec le porosimètre à injection mercure. (A) Faciès constitué d’une matrice compacte affectée d’une stylolitisation (BPS) ; (B) Faciès micritique présentant de nombreux pores rhomboédriques issus d’une phase de dissolution de la dolomie, d’après G. Ghysels (2014).

2. Isotopes stables du Carbone/Oxygène

2.1. Principe et intérêt de la méthode

L'analyse des isotopes stables est une des méthodes les plus puissantes permettant de déchiffrer l'histoire diagénétique et paléoenvironnementale des roches carbonatées ou dolomitiques (Flügel, 2004 ; Tucker & Wright, 1990 ; Machel, 2004).

La plupart des éléments chimiques possèdent plusieurs isotopes. Les isotopes d'un élément chimique ont un nombre de protons identique et sont différenciés par leur nombre de neutrons. L'oxygène possède trois isotopes stables (^{16}O , ^{17}O et ^{18}O) et le carbone en possède deux (^{12}C , ^{13}C). Ces isotopes sont stables et ne subissent pas de transformations dans le temps, ce qui le différencie des isotopes radioactifs. Les rapports isotopiques d'un même élément sont en principe constants. Cependant, lorsque la différence relative de masse entre deux isotopes d'un même élément excède quelques pourcents, un fractionnement isotopique peut avoir lieu. Ce phénomène modifie la composition isotopique lors de certaines réactions physico-chimiques ou de changement d'état.

Le fractionnement isotopique de l'oxygène dans les carbonates est principalement lié : i) à la composition isotopique du fluide de précipitation ; ii) à la température de précipitation ; iii) au type de précipitation (dolomitique, carbonatée). Le fractionnement isotopique du carbone est lui peu influencé par la température. Il est en revanche tributaire de processus de transformation de la matière organique (Fig. 2.13 ; Nelson & Smith 1996).

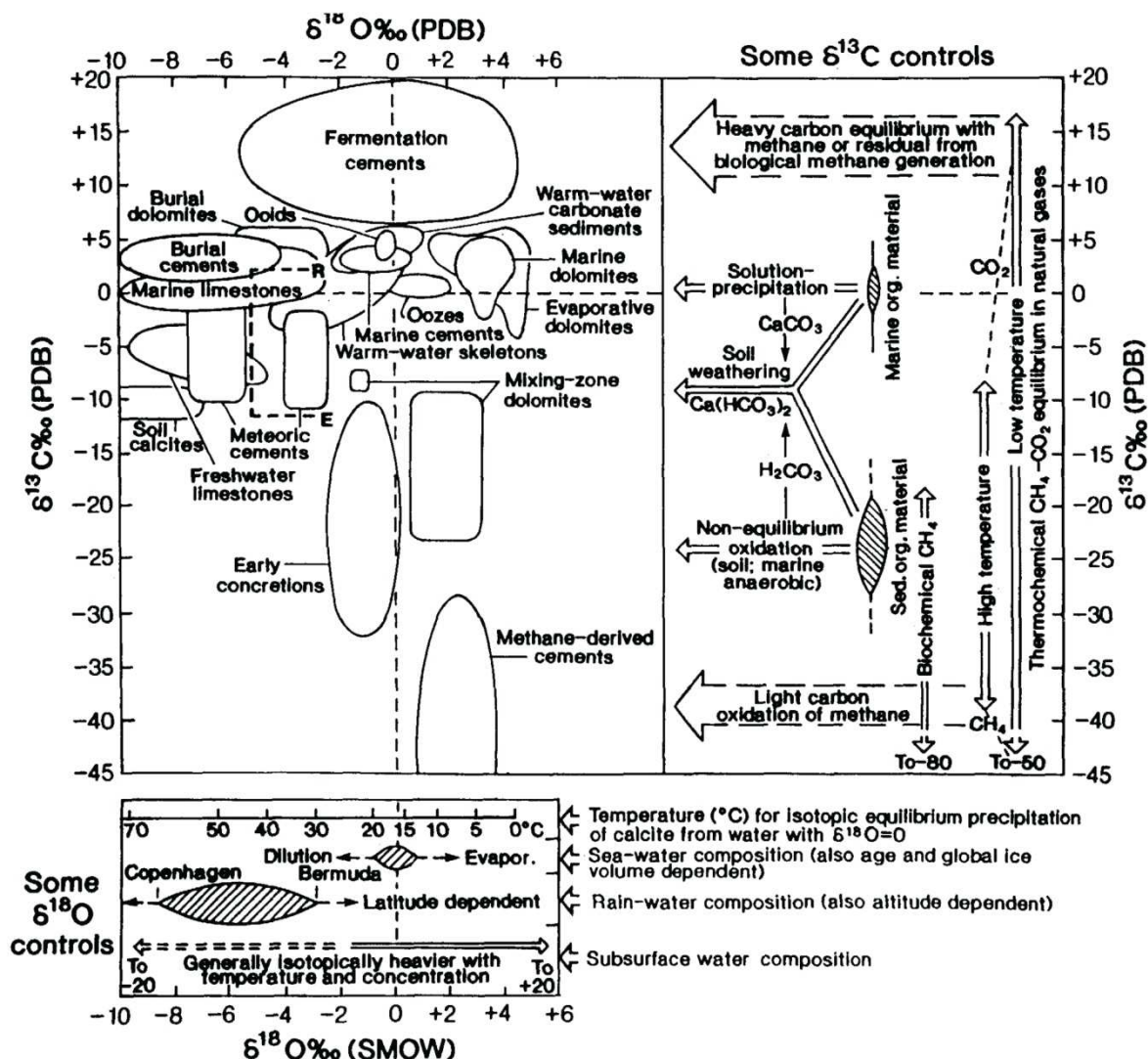


Figure 2.13: Diagramme $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ représentant la signature isotopique pour une sélection de roches sédimentaires carbonatées et dolomitiques. Quelques facteurs de contrôle des compositions isotopique en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ sont présentés en bas et à droite du diagramme respectivement. SMOW = Standard Mean Ocean Water, standard international utilisé pour les variations isotopiques de l'oxygène dans les océans. D'après Nelson & Smith (1996).

2.2. Matériel utilisé

Le prélèvement des échantillons est réalisé à l'aide d'une mèche micro-dentaire *Dremel Multipro modèle 225* à l'Université de Leuven. La technique d'échantillonnage s'accorde sur l'étude des séquences type de plateforme carbonatée, de la même manière que pour les analyses pétrophysiques. 84 poudres sont obtenues qui comprennent des échantillons de matrice ou d'organismes identifiés (rudistes et gastéropodes essentiellement). La détermination des signatures des isotopes stables de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) et du carbone ($\delta^{13}\text{C}$) est réalisée à l'Université *Friedrich-Alexander* (Erlangen-Nürnberg, Allemagne) sous la supervision de Pr. Dr. M. Joachimski.

3. Isotopes stables du Strontium

3.1. Principe et intérêt de la méthode

L'emploi du rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ à des fins de datations repose sur le fait que le rapport de concentrations des deux isotopes varie aux cours des temps géologiques. L'évolution de sa valeur se traduit par l'interaction entre l'afflux continental ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des rivières estimé à 0.712 ± 0.001) et l'apport hydrothermal au niveau des dorsales océaniques ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ estimé à environ 0.703 ; Spooner, 1976 ; Palmer & Elderfield, 1985).

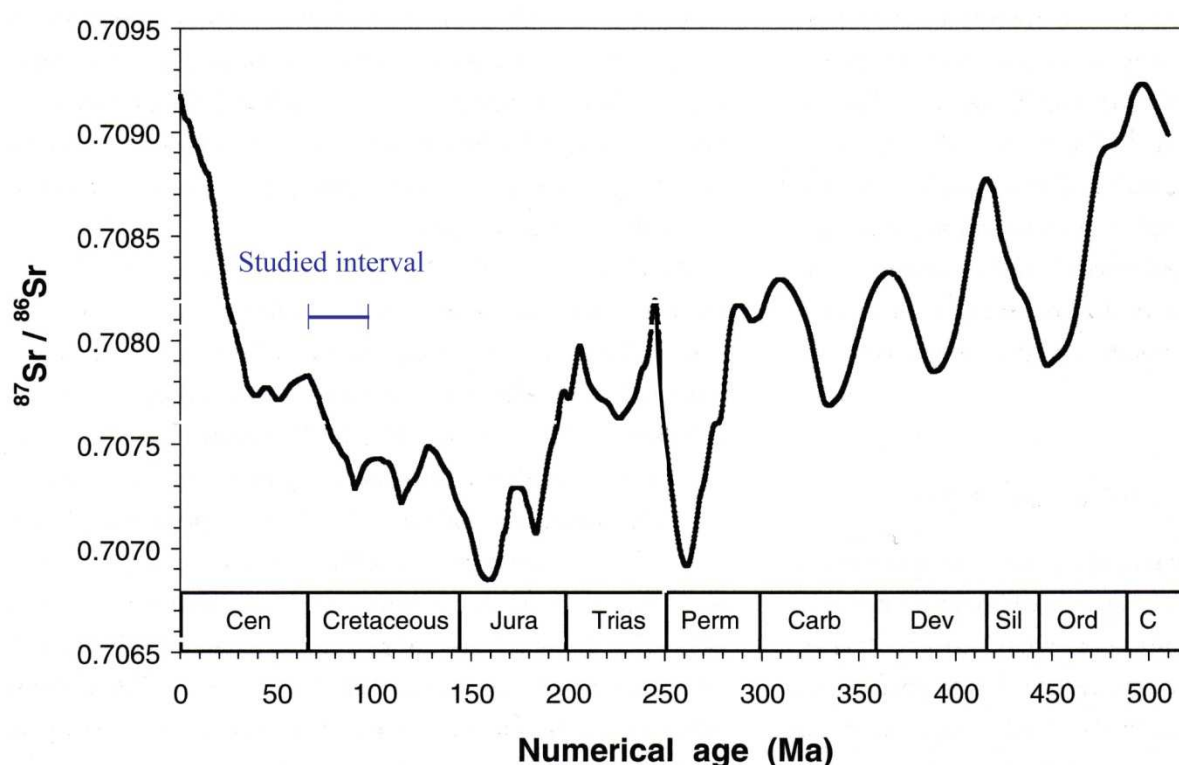


Figure 2.14: Variations du rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ durant le Phanérozoïque, modifié d'après McArthur & Howarth, 2004.

La synchronicité des concentrations dans l'eau à l'échelle globale est assurée par un temps de mélange des océans ($\sim 10^3$ ans) largement inférieur au temps de résidence ($\sim 10^6$ ans) du strontium. L'évolution du rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est caractérisée par des fluctuations de longue durée marquées par des points d'inflexion majeurs pouvant être considérés comme des marqueurs stratigraphiques, comme par exemple celui situé au Jurassique Supérieur (Fig. 2.14). L'utilisation d'une méthode de régression statistique (LOWESS) par McArthur & Howarth (2004) permet de proposer une courbe de variation isotopique du strontium au cours du Phanérozoïque (Fig. 2.14).

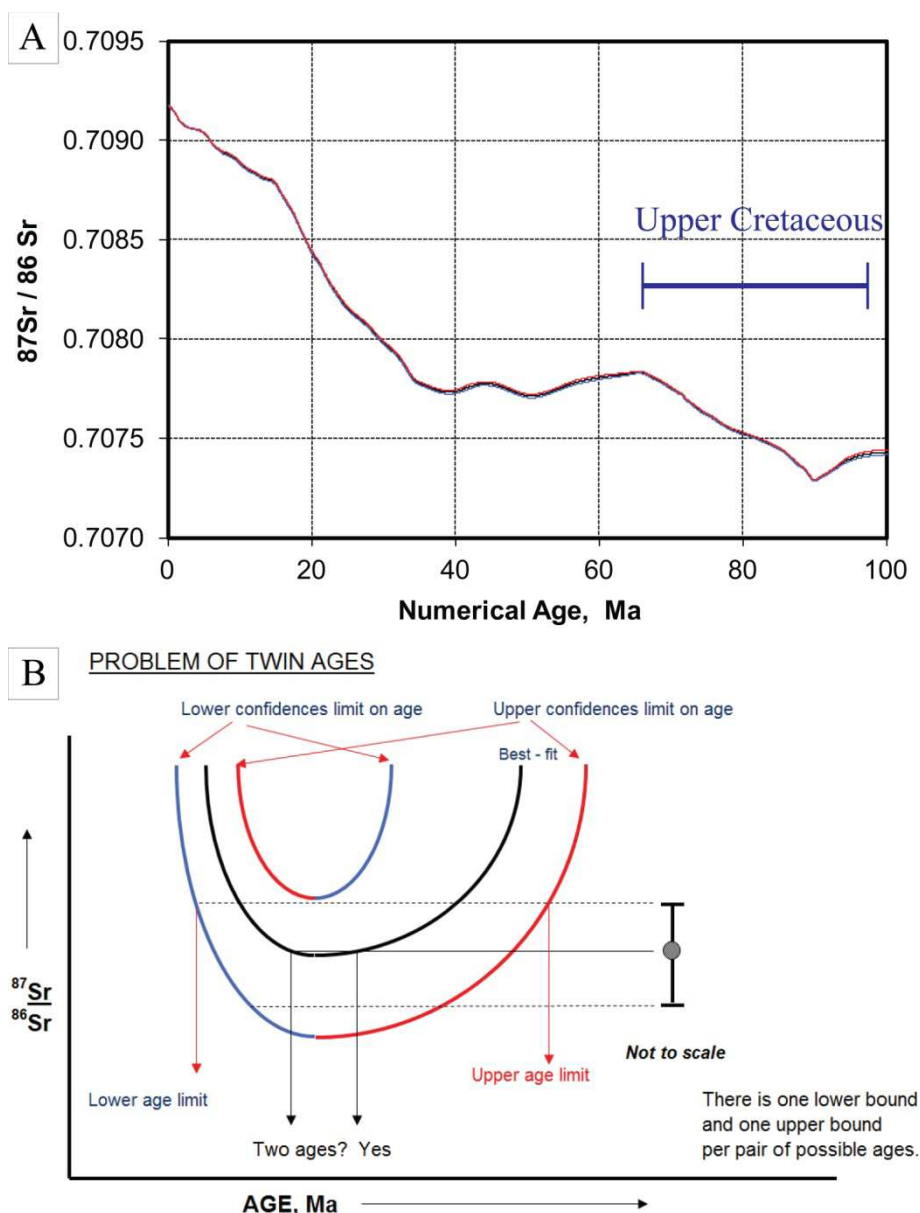


Figure 2.15: A) Variations du rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ du Crétacé Supérieur à l'actuel, d'après McArthur & Howarth, 2004 ; (B) Illustration d'une des limites associées à l'emploi du rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pour la datation, les âges « jumeaux », d'après McArthur et Howarth, 2004.

L'évolution du rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ au cours du Crétacé Supérieur est assez favorable à son emploi pour une étude chronostratigraphique. Les variations montrent une tendance négative des valeurs isotopiques au début du Crétacé Supérieur (Fig. 2.15A) puis rapidement une tendance positive marquée jusqu'au Paléocène (Fig. 2.14 et 2.15A) évitant le problème des âges « jumeaux » (Fig. 2.15B).

3.2. Matériel utilisé

Les concentrations en Rb et Sr ainsi que les rapports isotopiques $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sont déterminées pour un total de 41 échantillons, dont 24 sur des échantillons de plateforme et 17 sur des échantillons de pente/bassin. Une partie des analyses Rb-Sr sont réalisées par Dr. Hamdy El Desouky au département de chimie analytique de l'université de Gand. Une autre partie des analyses est réalisée au SUERC (*Scottish Universities Environmental Research Centre*, Glasgow, Ecosse) sous la supervision du Prof. Dr. R. Ellam. Les échantillons de poudres carbonatées sont obtenus à l'aide d'une mèche micro-dentaire appliquée sur les fractions lithologiques recherchées (ciment, matrice ou élément biologique). La méthode d'obtention des rapports isotopiques $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est détaillée dans El Desouky et al. (2015).

PARTIE 3 : Evolution sédimentaire de la Plateforme Apulienne durant le Crétacé Supérieur

La troisième partie regroupe trois chapitres centrés sur l'étude de la sédimentation carbonatée de plateforme (zone n°1, Péninsule de Karaburuni et Col de Llogara). Le premier chapitre s'attache à décrire les faciès reconnus sur le terrain. Ils sont illustrés à l'affleurement et à l'aide des différentes techniques pétrographiques. Ce premier chapitre est exclusivement descriptif. Le second chapitre reprend l'intégralité du manuscrit "*Small-scale sequences as a proxy for the carbonate sedimentary evolution of the Apulian Platform during the Late Cretaceous (Llogara pass, Albania)*" soumis à la revue *Facies* le 3 mars 2015. Le troisième et dernier chapitre reprend une ébauche d'article qui présente des résultats essentiels pour faire le lien avec la re-sédimentation du Bassin Ionien, développée dans la quatrième partie. Cette partie s'applique préciser les caractéristiques sédimentaires, diagénétiques et pétrophysiques de la succession du Crétacé Supérieur de la Plateforme Apulienne en Albanie.

Chapitre 1 : Coupe de Llogara, localisation et étude de faciès

Ce chapitre est articulé en deux sections. La première s'attache à décrire la zone d'étude en donnant les caractéristiques fondamentales de l'affleurement. La seconde section décrit chacun des dix faciès identifiés sur la zone d'étude à l'aide des observations à l'affleurement ainsi qu'en lame mince et au microscope électronique à balayage.

1. Présentation de l'affleurement

La zone étudiée est située au Sud de Dukati (19°33' ; 40°14') est située à l'extrémité Sud de la Péninsule de Karaburuni (Fig. 3.1). Cette dernière forme une arête montagneuse de direction NNW-SSE en bordure de la Mer Adriatique qui présente régulièrement une altitude supérieure à 1000 mètres avec un point culminant à 1499 mètres (Mont Shendelliut, Fig. 3.1). La largeur du canal d'Otrante qui sépare l'Italie de l'Albanie est ici la plus courte, 72 km seulement séparent le Cap d'Otrante de la Péninsule de Karaburuni.

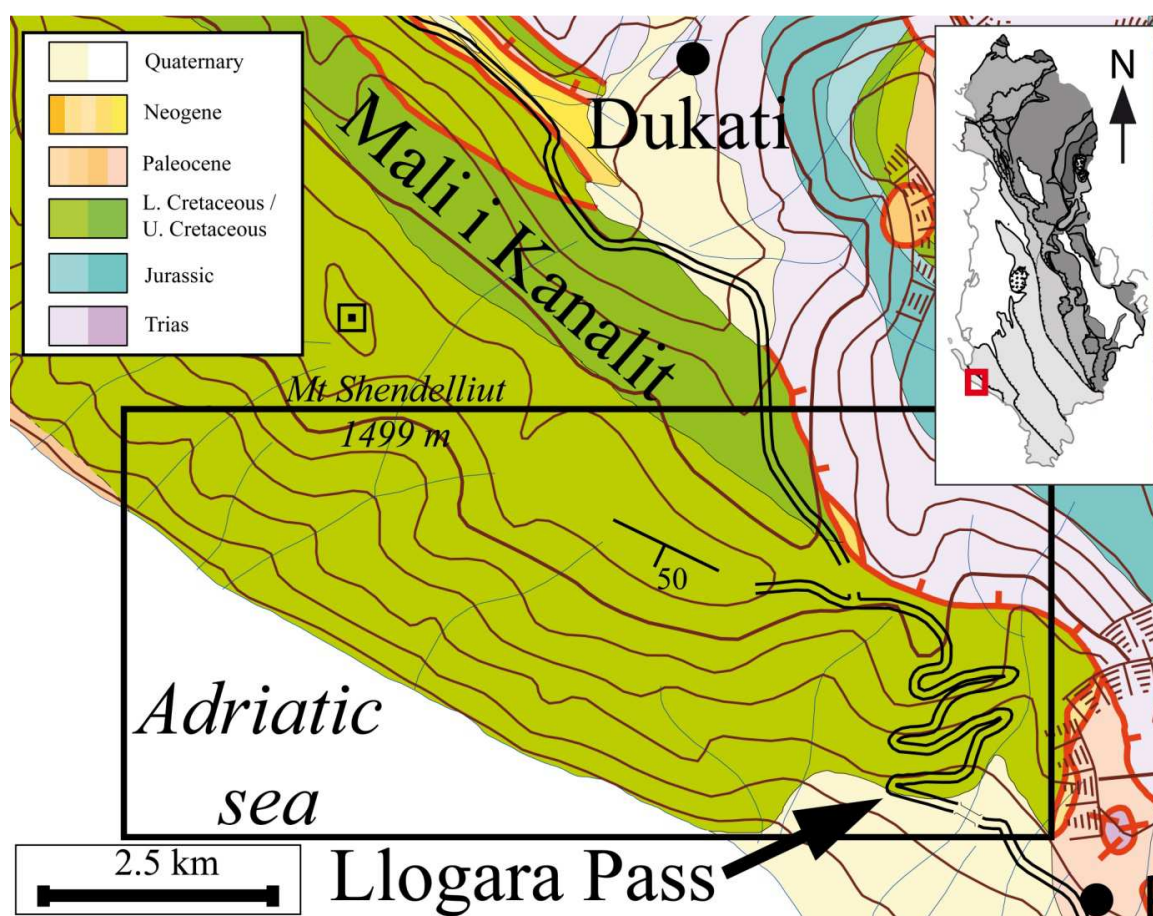


Figure 3.1: Carte géologique de la zone n°1, modifié d'après Moisiu & Gurabardhi (2004).

La Péninsule et son prolongement au Sud (monts de Kanal) définie la zone de Sazani d'un point de vue géologique (Fig. 2.1), du nom de l'île située quelques kilomètres plus au Nord. L'ensemble est rattaché à la zone Apulienne, ou pré-Apulienne (Renz, 1940 ; Aubouin, 1959 ; Karakitsios & Rigakis, 2007) dont la suture tectonique avec la zone Ionienne est observable tout au long du flanc Est de la zone (Fig. 3.1) et se poursuit au Sud dans les îles grecques de Lefkas, Cephalonia ou Zakynthos (Fig. 1.20). La faille majeure est représentée sur la figure 3.1, elle met en contact la base de la série Mésozoïque du chevauchement de Cika (Bassin Ionien) et le Crétacé Inférieur et Supérieur de la zone Apulienne. Les calcaires dolomitiques

du Trias affleurants à l'Est de la faille correspondent au niveau de décollement identifié de manière similaire pour les trois grands chevauchements du Bassin Ionien (Cika, Kurveleshi et Berat, Fig. 1.7).

La succession exposée au Sud de la zone révèle les dépôts du Crétacé Inférieur au Paléocène. L'ensemble est basculé vers l'Ouest et présente des pendages allant de 35 à 50 degrés (Fig. 3.1). D'après la cartographie (Fig. 3.1) l'ensemble de l'intervalle Crétacé Supérieur est exposé. L'affleurement des dépôts du Paléocène (en rose orangé, à l'Ouest sur le trait de côte, Fig. 3.1) est cependant notifié comme hypothétique (tirets).

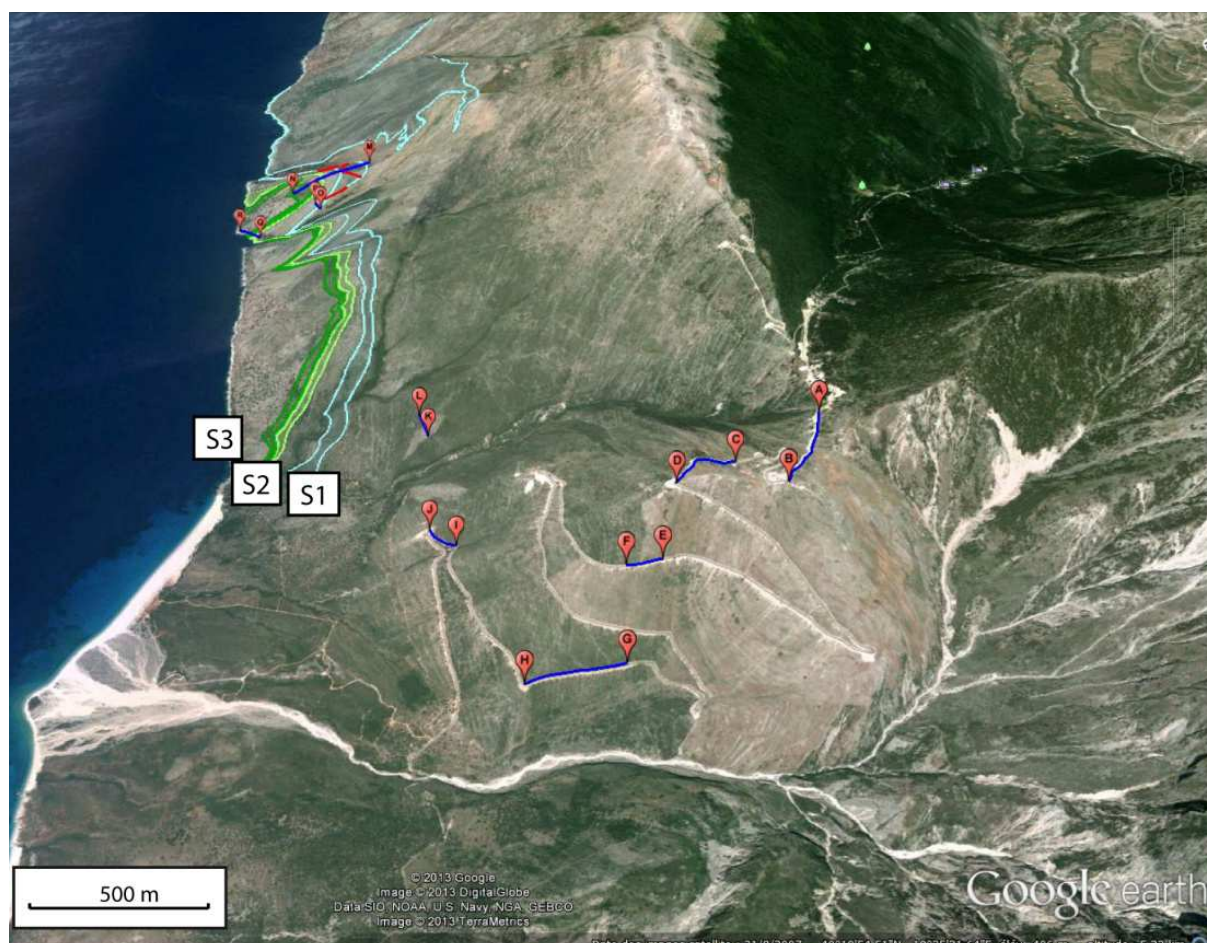


Figure 3.2: Cheminement suivi pour l'étude de la succession de Llogara (segments A-B à Q-R). Les dépôts les plus jeunes affleurent sur la côte, les niveaux S1, S2 et S3 correspondent aux slumps du Maastrichtien.

Le cheminement suivi pour l'étude de la succession du Crétacé Supérieur est principalement guidé par le col de Llogara (Fig. 3.2), où l'affleurement est parfaitement exposé et dégagé le long de la route. La partie supérieure de la coupe, et la cartographie des niveaux déstabilisés sont étudiés légèrement plus au Nord, dans une des vallées qui incisent les Monts de Kanal en bord de mer. L'intégralité de la coupe de Llogara est présentée en figure 3.3. Elle permet représenter les faciès décrits ci-après.

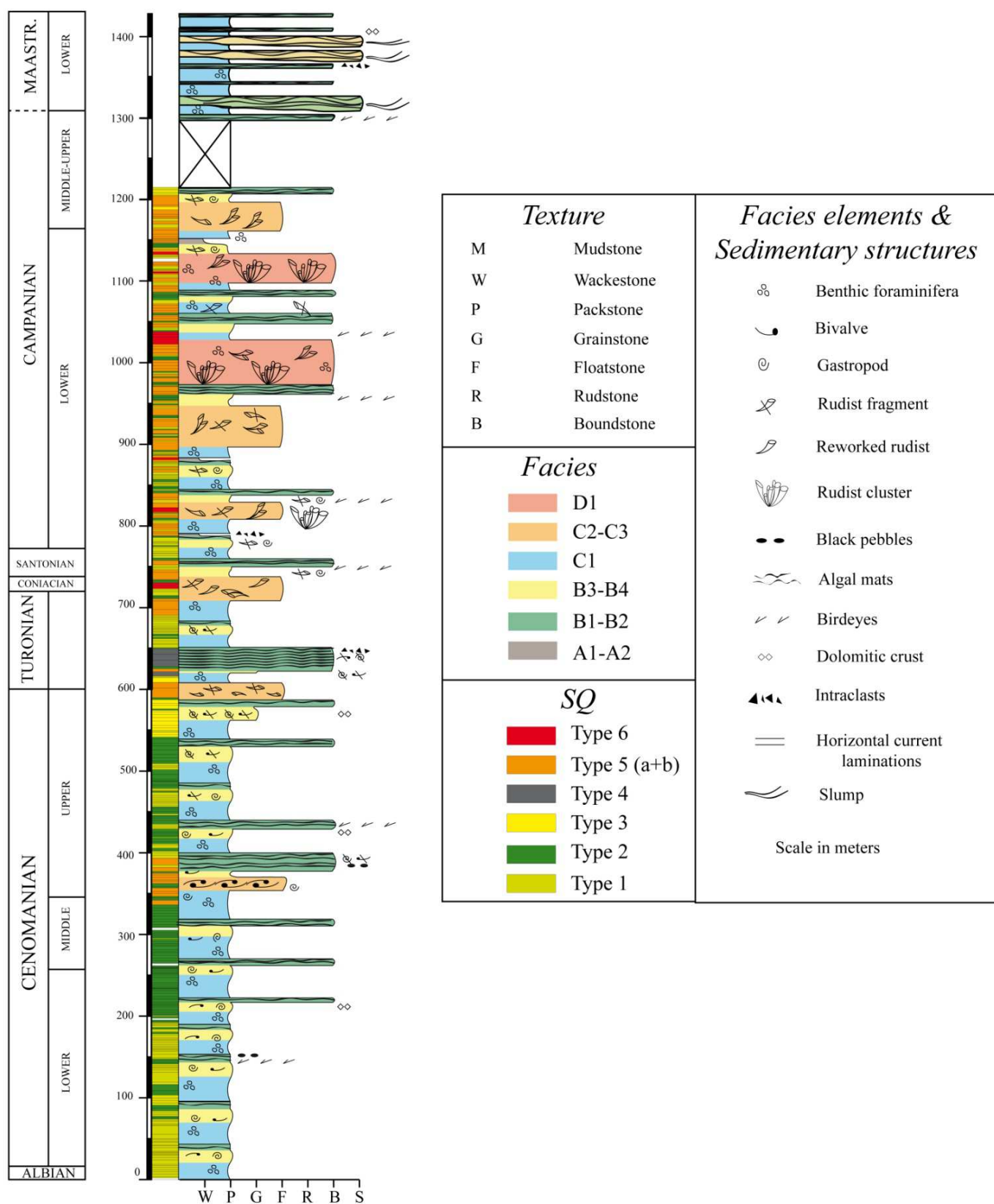


Figure 3.3: Log sédimentologique synthétique complet de la coupe de Llogara et sa légende associée. La représentation des faciès est simplifiée. La définition des paraséquences (ou « small-scale sequences », SQ est abordée dans le second chapitre). Cf. Annexe 1 Coupe détaillée de Llogara pour la visualisation du log complet

2. Caractéristiques macroscopiques et pétrographiques des faciès reconnus

Les investigations menées sur les 1425 mètres de la succession de Llogara ont permis de mettre en évidence 10 faciès reflétant des conditions de dépôts spécifiques (Table 3.1). Ces faciès sont identifiés au sein de motifs d'empilement, ou *small-scale sequence* au sens de Strasser et al. (1999).

FACIES		ENVIRONNEMENT
Microbrèches	A1	Inter- à supratidal
Mudstone / wackestone à fenestrées	A2	
Bindstone stromatolitique	B1	Intertidal
Wackestone à packstone faiblement laminé	B2	
Grainstone bioclastique	B3	
Packstone à bivalve et gastéropodes	B4	
Packstone à foraminifères benthiques	C1	Subtidal peu profond
Floatstone à rudstone à Chondrodontes et nérinées	C2	
Floatstone à rudstone à rudistes	C3	
Bafflestone à rudistes	D1	Subtidal

Table 3.1: tableau synthétique des faciès identifiés sur la coupe de Llogara avec les numéros tels qu'ils seront développés dans ce chapitre et leur environnement de dépôt associé.

Cette section vise à illustrer l'ensemble des faciès reconnus au cours des investigations de terrain, qui forment le cœur de l'étude. Le motif d'empilement des faciès est parfois brièvement présenté et décrit, il fait l'objet d'une classification complète dans le second chapitre.

2.1. Les faciès bréchiques (A1)

a. A l’affleurement

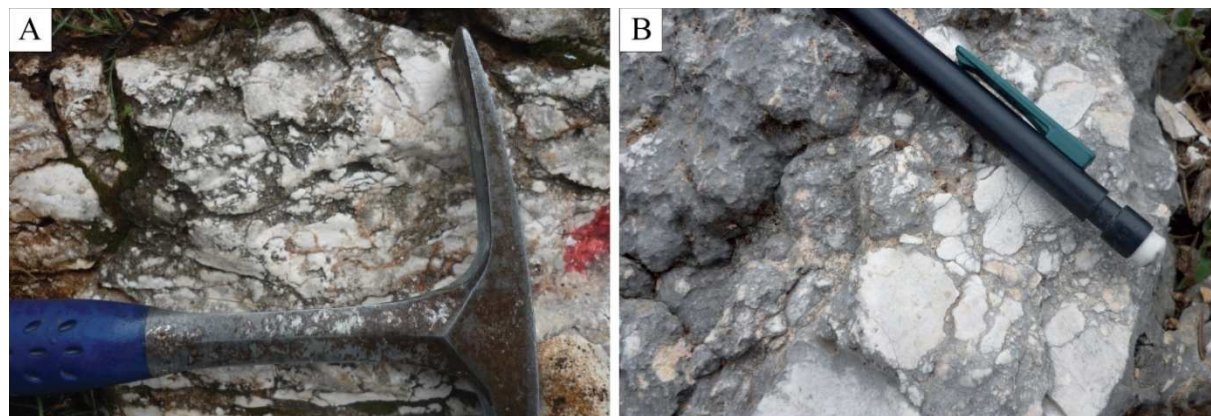


Figure 3.4: (A) Altération caractéristique des faciès microbréchiques présentant une teinte sombre accentuée par la karstification (B) Aspect bréchique et teinte grisâtre à la surface du banc.

De rares occurrences microbréchiques sont observables à l’affleurement (une vingtaine sur l’ensemble de la succession). Les intervalles représentatifs sont peu épais (jusqu’à 20 cm) et présentent un aspect anisopaque souvent révélé par une base légèrement érosive. Leur couleur grise ou brune (Fig. 3.4) les distingue aisément des autres faciès. Des indices de karstification sont fréquemment observés. Ces faciès sont régulièrement associés à des calcaires à laminations microbiennes. Des fragments bioclastiques remaniés de bivalves ou gastéropodes sont parfois observables à l’affleurement.

b. En microscopie

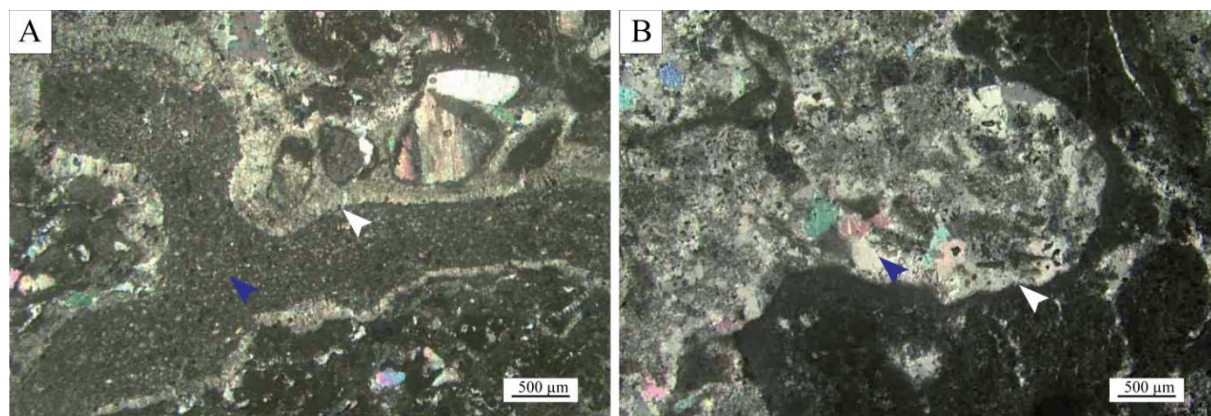


Figure 3.5: (A) Faciès bioclastique originel (packstone à grainstone). Cimentation en scalénoèdres (flèche blanche) bordant une cavité issue d’une phase de dissolution, puis remplissage sédimentaire (flèche bleue) ; (B) Dissolution partielle d’un faciès mudstone à wackestone (flèche blanche), et recristallisation de l’espace poral par la calcite hétérométrique (flèche bleue).

Les observations microscopiques révèlent une importante proportion de lithoclastes, *black pebbles*, et confirment la présence de fragments sub-arrondis de bioclastes (rudistes notamment) ainsi que de foraminifères benthiques. Dans les lithologies présentant une fraction micritique plus importante, des indices de dessiccation sont observables. Des indices de dissolution sont identifiables (Figure 3.4A & B). L'espace poral est régulièrement comblé par un remplissage sédimentaire (Fig. 3.4A) ou cimenté par la calcite hétérométrique (Fig. 3.4B).

2.2. Les mudstones à wackestone à fenestrées (A2)

a. A l'affleurement

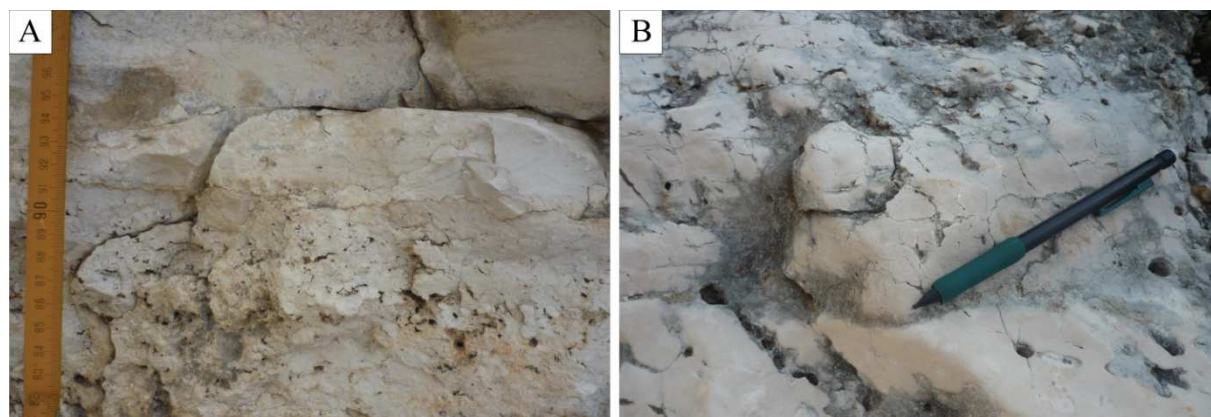


Figure 3.6 : (A) Mudstone à fenestrées à l'affleurement. Les fenestrées sont principalement développées à la base et suivent un alignement principalement horizontal ; (B) Fenestrées éparses dans une texture mudstone. L'aspect induré et la teinte grise à rosée permet de repérer ces faciès.

A l'affleurement, ces faciès présentent une texture très indurée, de teinte grisâtre ou rosée, et n'excèdent pas la dizaine de centimètres d'épaisseur (Fig. 3.5). *Mud-cracks*, *black pebbles* et fenestrées sont régulièrement mis en évidence. Ces dernières suivent communément une orientation horizontale, et n'excèdent pas un centimètre. Des faciès à laminations cryptalgaires sont fréquemment observés à la base ou au sommet des mudstones à wackestone à fenestrées.

b. En microscopie

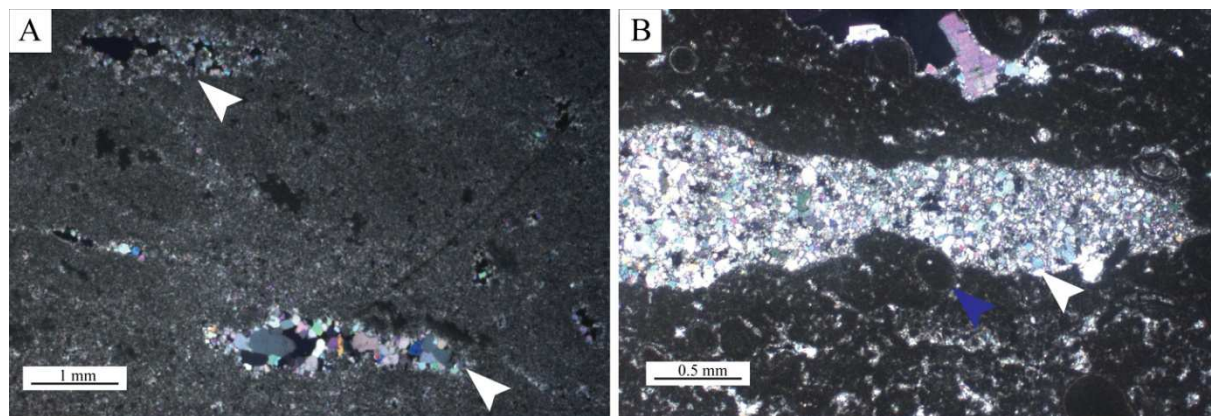


Figure 3.7: (A) [LPA] Faciès mudstone à fenestrées tabulaires, partiellement recrystallisées par un ciment drusique (flèches blanches); (B) [LPA] Faciès wackestone à ooïdes (flèche bleue) et fenestrées tabulaires, entièrement cimentées par un ciment microcristallin isométrique (flèche blanche).

En microscopie, les faciès sont principalement constitués de boue micritisée et de fenestrées horizontales pluri-millimétriques cimentées par une sparite drusique (Fig. 3.6A) ou microcristalline. Pelloïdes, intraclastes micritiques, foraminifères benthiques algues dacycladacées et ooïdes font partis des éléments identifiés, mais leur présence reste rare.

2.3. Boundstone stromatolitique (B1)

a. A l’affleurement

Les faciès de bindstone stromatolitiques présentent des épaisseurs est très variables suivant la position le long de la coupe. Elle varie de quelques décimètres à plus de cinq mètres. Leur présence est associée aux faciès bioclastiques plutôt qu’aux faciès boueux (mudstone, wackestone, packstone) ou à rudistes (floatstone ou rudstone). A l’affleurement, un aspect sombre (rosé ou gris – brun) leur est souvent associé (Fig. 3.8A). Des fenestrées sont communément observables, ainsi que des intervalles bioclastiques centimétriques entre les laminations cryptalgaires.

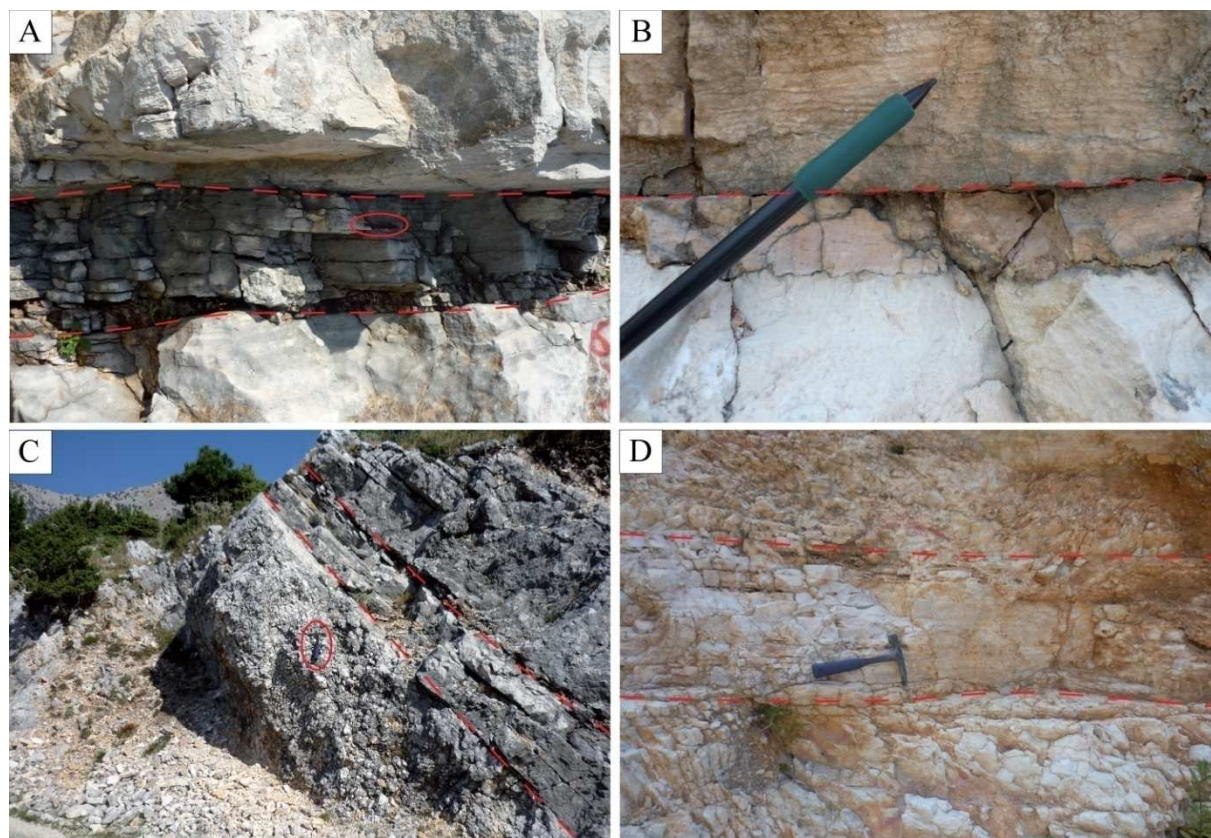


Figure 3.8: (A) Bindstone stromatolitique exposant une teinte grise et un aspect lité, mis en évidence entre deux faciès d'aspect crayeux et homogène, le crayon qui sert d'échelle mesure 15 cm ; (B) Détail d'une superposition de trois faciès distincts, de bas en haut : aspect crayeux et homogène d'un packstone à foraminifères benthiques – intervalle centimétrique d'un mudstone induré à fenestrées exposant une teinte rosée – bindstone stromatolitique révélant de nombreuses laminations cryptalgaires ; (C) A l'échelle de l'affleurement, le bindstone stromatolitique mis en évidence entre les deux lignes discontinues; (D) Bindstone stromatolitique entre deux faciès riches en rudistes.

b. En microscopie

En microscopie, les observations révèlent distinctement une alternance entre laminations cryptalgaires sombres et broyat bioclastique infra-millimétrique présentant des éléments sub-anguleux à arrondis (Fig. 3.8A, C & D). Fragments de gastéropodes, bivalves (prépondérance des rudistes, Fig. 3.9A) ou de foraminifères benthiques sont régulièrement observés. Les peloïdes, ostracodes, extraclastes sont ponctuellement observés en lame mince (Fig. 3.9C). Une cimentation drusique, révélée en lame mince et au MEB, est couramment associée à la poronécrose des fenestrées horizontales (Fig. 3.9C & E). Certains échantillons montrent une micritisation intense, illustrée par une texture dominée par une micrite compacte (Fig. 3.9F).

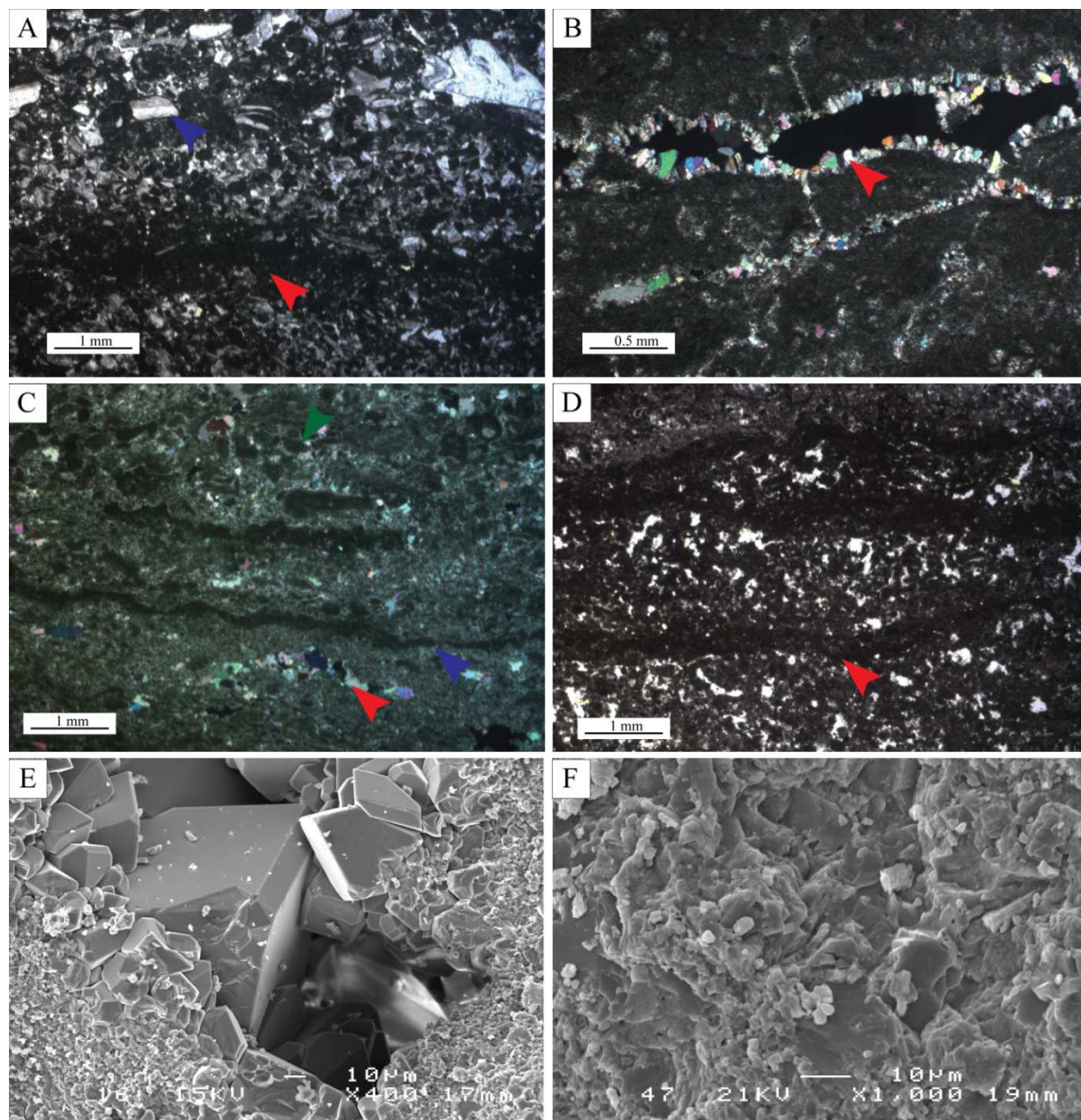


Figure 3.9: (A) [LPA] Fragments bioclastiques sub-anguleux (flèche bleue) présentant une fabrique horizontale et une ségrégation granulométrique verticale. Les lamines microbiennes ont une teinte sombre; (B) [LPA] Fenestree tabulaire en exposant une cimentation de bordure (flèche rouge). Les bioclastes sont intensément micritisés; (C) [LPA] Facies constitué de bioclastes et peloïdes (flèche verte), fenestrées horizontales (flèche rouge) et lamiations microbiennes (flèche bleue); (D) [LN] Fragments bioclastiques et lamines microbiennes (flèche rouge); (E) [MEB] Cimentation calcitique drusique de l'espace poral (fenestrée ?); (F) [MEB] Exemple de micrite compacte (tight micrite).

2.4. Wackestone à packstone partiellement laminé (B2)

a. A l'affleurement

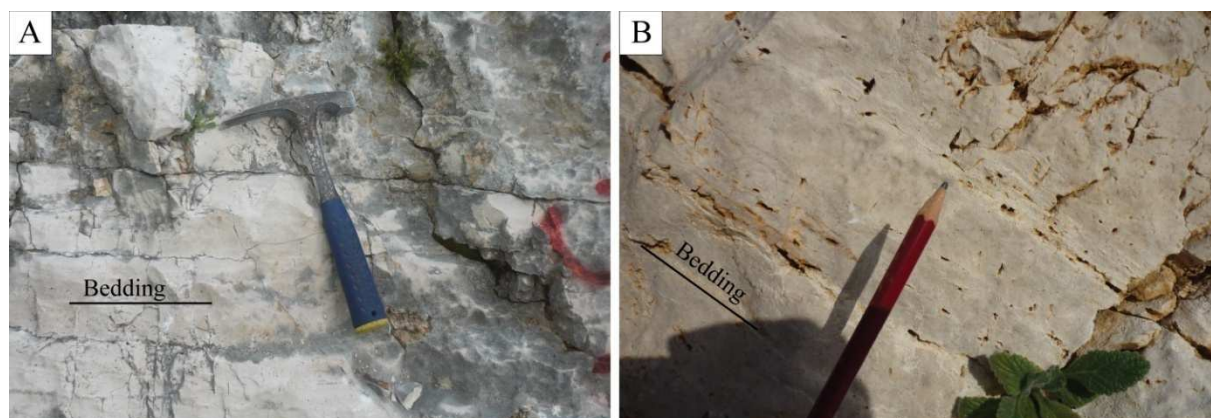


Figure 3.10: (A) Wackestone à packstone partiellement laminé à l'affleurement. Notez l'organisation en strates décimétriques ; (B) Détail à l'affleurement, alternance de plages laminées révélées par des fenestrées horizontales et de plages constituées uniquement de mudstone.

A l'affleurement, ce faciès est caractérisé par des intervalles fins (10-20cm) révélant des laminations cryptalgaires diffuses et espacées, associées à des fenestrées tabulaires (Fig. 3.10A & B). Des intervalles bioclastiques centimétriques de texture grainstone révélant débris bioclastiques, extraclastes et *black pebbles* sont observés localement, mais le faciès comprend souvent une importante proportion matricielle, définissant un wackestone à packstone. A l'échelle de l'affleurement, les relations entre les faciès montrent communément une évolution ou un passage franc vers un faciès de mudstone à fenestrées ou de bindstone stromatolitique.

b. En microscopie

En lame mince, les observations révèlent une présence régulière de foraminifères benthiques, laminations cryptalgaires (3.11A), algues vertes (*Cayeuxia* sp., Fig. 3.11D) souvent associés à des indices de dolomitisation (Fig. 3.11A), ou de dessiccation (Fig. 3.11C). Des fenestrées tabulaires sont régulièrement identifiées, communément cimentées avec une sparite drusique. Sur certains échantillons, des indices de dissolution sont attestés par un remplissage post-sédimentaire indiquant une ré-inondation du milieu (présence d'ostracodes, Fig. 3.11B). L'espace poreux restant est cimenté par un ciment de bordure scalénoédrique et un ciment drusique (Fig. 3.11B).

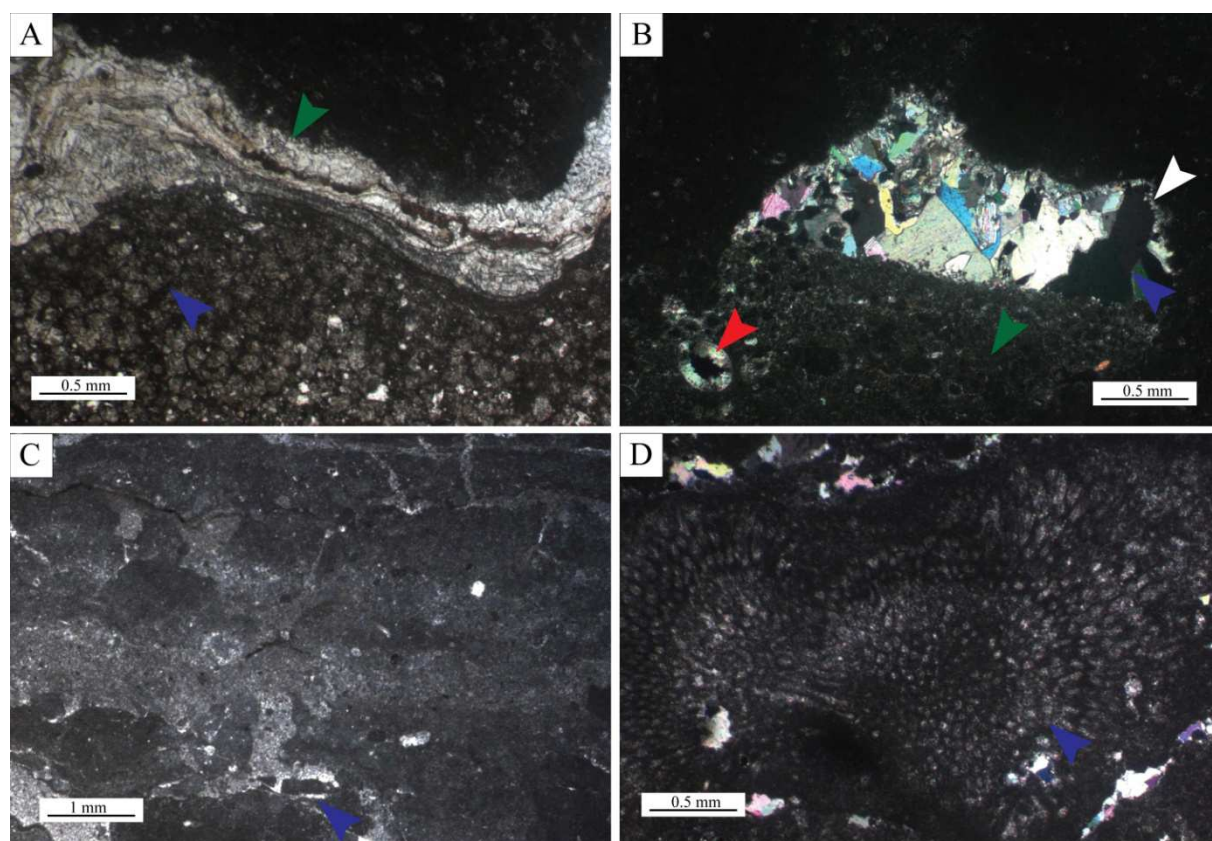


Figure 3.11: (A) [LN] Laminas microbiennes (flèche verte) et plage entièrement dolomitisée (flèche bleue), puis re-micritisée ; (B) [LPA] Faciès mudstone affecté de figures de dissolution partiellement remplies d'un sédiment plus jeune (flèche verte) constitué de peloïdes et ostracodes (flèche rouge). Une cimentation en scalénoèdre (flèche blanche) est attestée sur la bordure de la cavité, ainsi qu'une cimentation drusique occluant totalement la porosité ; (C) [LN] Indices de dessiccations dans un faciès micritique laminé ; (D) [LPA] Tissus algaires (flèche bleue) dans un faciès micritique.

2.5. Grainstones bioclastiques (B3)

a. A l'affleurement

Les faciès de grainstone bioclastiques se distinguent à l'affleurement par des intervalles décimétriques à pluri-décimétriques révélant communément un contact franc à érosif avec les faciès sous-jacents (Fig. 3.12A). Les indices d'hydrodynamisme sont révélés par un litage plan de haute énergie, le tri généralement bon des débris, ou leur fabrique pseudo-horizontale. Les débris de rudistes sont généralement abondants, associés à d'autres débris de bivalves ou gastéropodes. Ces faciès sont essentiellement associés aux bindstones stromatolitiques, avec lesquels ils forment des alternances en bancs décimétriques. Ponctuellement, ils peuvent être associés à des croûtes entièrement dolomitisées.

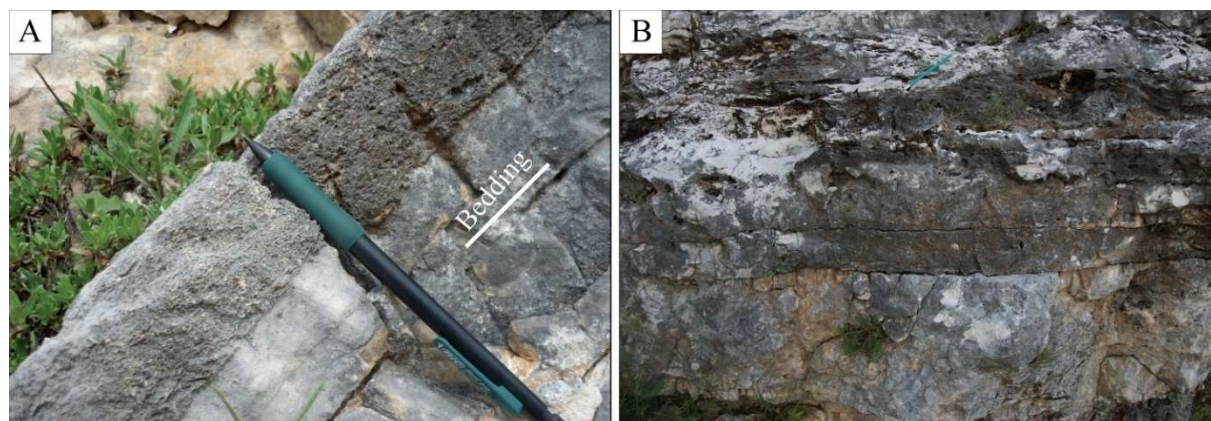


Figure 3.12: (A) Faciès bioclastique de texture granulaire et abrasive. Le contact est franc avec le faciès sous-jacent; (B) Grainstone bioclastique associé à des stromatolites. Le contact franc avec le faciès sous-jacent est indiqué par une flèche.

b. En microscopie

En microscopie, les faciès bioclastiques (grainstone) révèlent une proportion importante de débris de rudistes, parfois associés à des foraminifères benthiques miliolidés (Fig. 3.13A & B), péloïdes ou intraclastes. Les débris sont couramment sub-anguleux à sub-arrondis, et le tri peut-être moyen (Fig. 3.13A) à bon (Fig. 3.13B). La porosité originelle dépasse régulièrement 15%. Elle est largement diminuée par une cimentation drusique. Une cimentation de bordure en aiguille autour des grains est attestée sur certains échantillons (Fig. 3.13A).

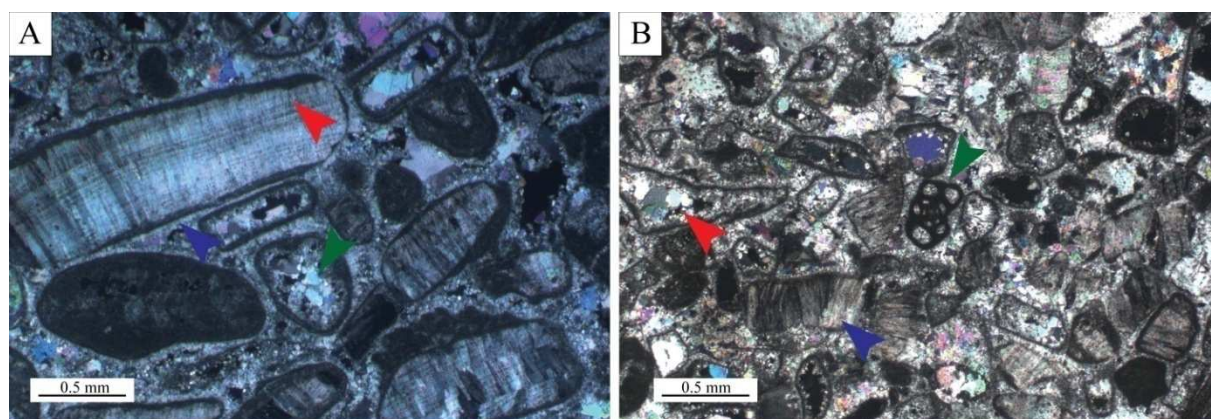


Figure 3.13: (A) [LPA] Fragments bioclastiques (principalement rudistes, flèche rouge), cimentation en aiguille autour des grains (flèche bleue), dissolution préférentielle de certains éléments et cimentation drusique intragranulaire (flèche verte) ; (B) [LPA] Fragments bioclastiques (principalement rudistes, flèche bleue), quelques foraminifères benthiques, miliolidés (flèche verte), et dissolution préférentielle d'éléments, cimentés par un ciment drusique intragranulaire.

2.6. Packstone à gastéropodes et bivalves (B4)

a. A l’affleurement

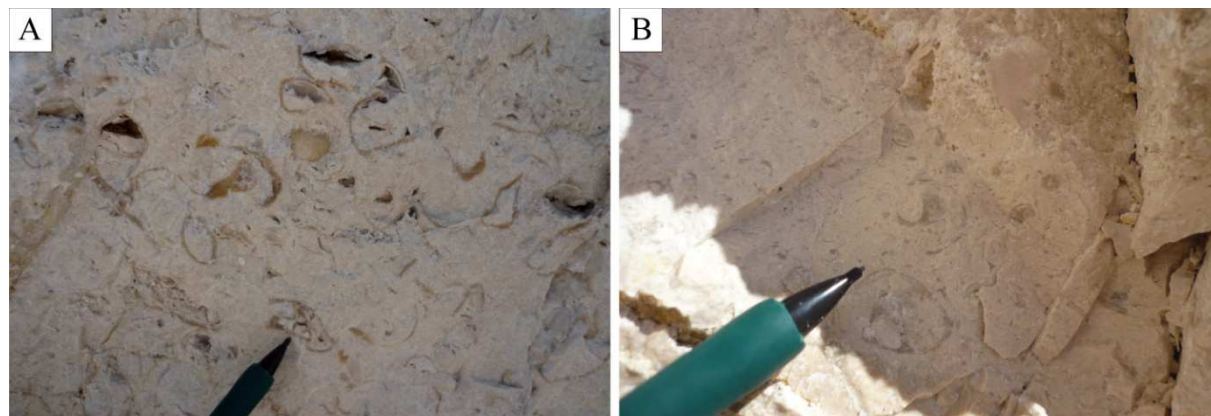


Figure 3.14: (A) Packstone à bivalves centimétriques à l’affleurement ; (B) Packstone à gastéropodes.

Ces faciès sont observés sur des intervalles inférieurs à un mètre d’épaisseur et sont constitués de bivalves et/ou gastéropodes centimétriques associés à une proportion matricielle importante. Ces faciès sont systématiquement placés au-dessus de packstones crayeux à granulométrie fine, et sont régulièrement coiffés par des faciès à laminations cryptalgaires. Les tests aragonitiques des gastéropodes sont communément dissous préférentiellement, ce qui donne un bon critère de reconnaissance pour ce faciès, souvent affecté de nombreuses figures de dissolution et recristallisées (Fig. 3.14A).

b. En microscopie

Les microfaciès sont souvent dominés par la présence de cavités présentant une cimentation drusique (Fig. 3.15A). Les lithoclastes (Fig. 3.15B) sont régulièrement présents, associés à une faune benthique riche révélant des foraminifères benthiques (*Cuneolina* sp., *Nezzazatinella* sp., *Pseudonumoloculina* sp.) et des organismes algaires (*Thaumatoporella parvovesicularifera*). Les fragments de rudistes peuvent former une proportion significative des éléments figurés. Des évidences de dolomitisation sont communément associées à ce faciès. Des fantômes rhomboédriques de l’ordre de 100 μ m sont dispersés dans une micrite généralement compacte (coalescente). Une cimentation en grande plage ou drusique est souvent responsable d’une réduction drastique de la porosité, notamment dans les faciès présentant des cavités de dissolution (Fig. 3.15A).

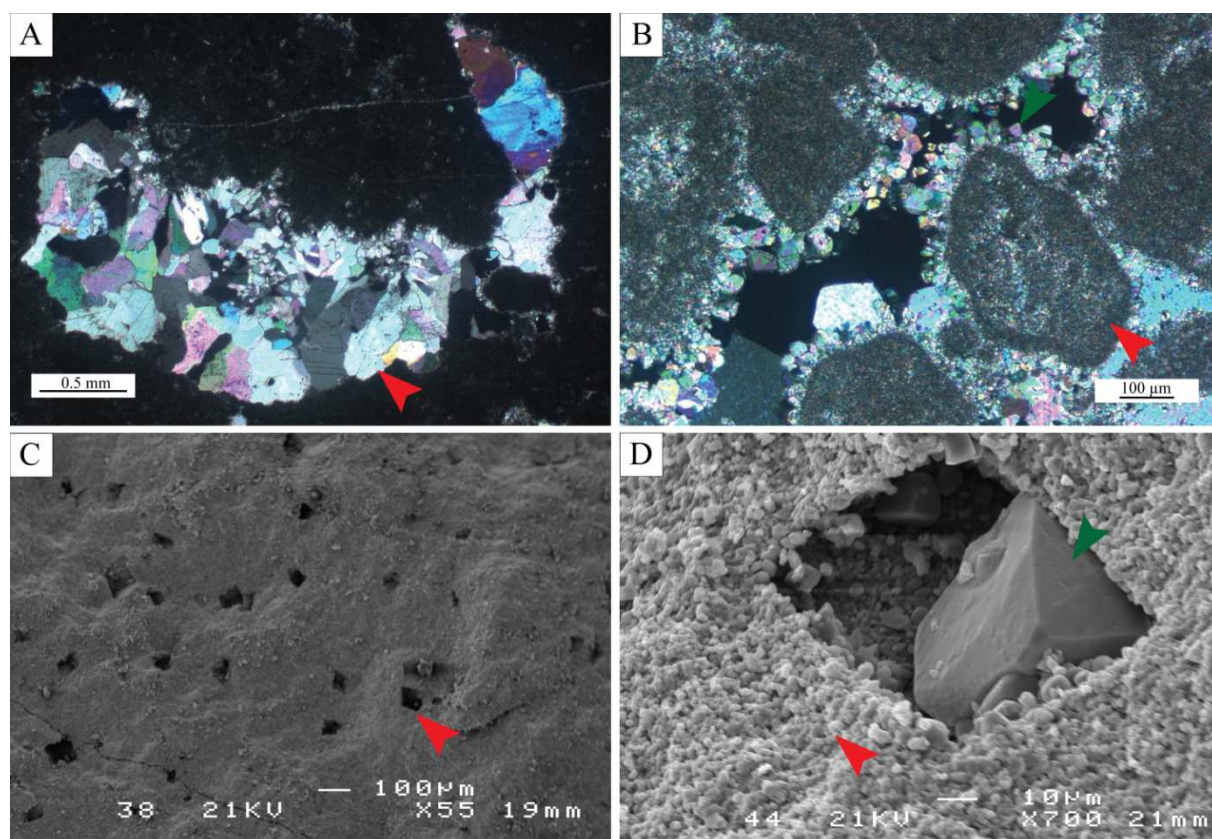


Figure 3.15: (A) [LPA] Faciès micritique affecté de figures de dissolution (gastéropode?) cimentées par un ciment drusique (flèche rouge) ; (B) [LPA] Lithoclastes micritisés. Un ciment en aiguilles est partiellement conservé, surimposé par un ciment en scalénoèdres (flèche verte) (C) [MEB] Rhomboèdres isométriques issus d'une phase de dolomitisation (flèche rouge) (D) [MEB] Détail de la texture micritique arrondie à sub-arrondie (flèche rouge), espace poral rhomboédrique, issu d'une phase de dolomitisation, cimentation calcitique (flèche verte).

2.7. Packstone à foraminifères benthiques (C1)

a. A l'affleurement

Ce faciès est très largement représenté sur l'ensemble de la succession de plateforme décrite dans le col de Llogara. Les occurrences révèlent un faciès blanchâtre d'aspect crayeux (Fig. 3.16A & B) et très homogène, développé sur un ou plusieurs mètres d'épaisseur (jusqu'à 4-5 mètres). Ce faciès est systématiquement mis en évidence au-dessus des faciès émerifs ou pseudo-émersifs (microbrèches, mudstones à fenestrées, faciès à laminations cryptalgaires).

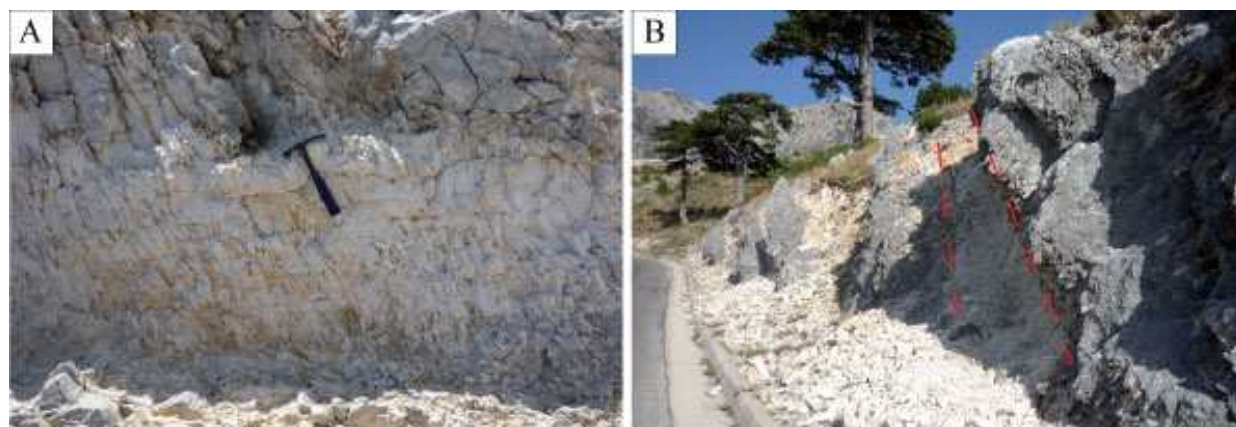


Figure 3.16: (A) Aspect à l'affleurement (fracturé, d'une couleur blanche homogène et d'aspect crayeux) du packstone à foraminifères benthiques ; (B) Positionnement du faciès packstone à foraminifères benthiques (entre les lignes rouges discontinues) au sein d'une paraséquence de plateforme (small-scale sequence). Les faciès plus indurés (grisâtres) sont constitués de dépôts bioclastiques et stromatolitiques.

b. En microscopie

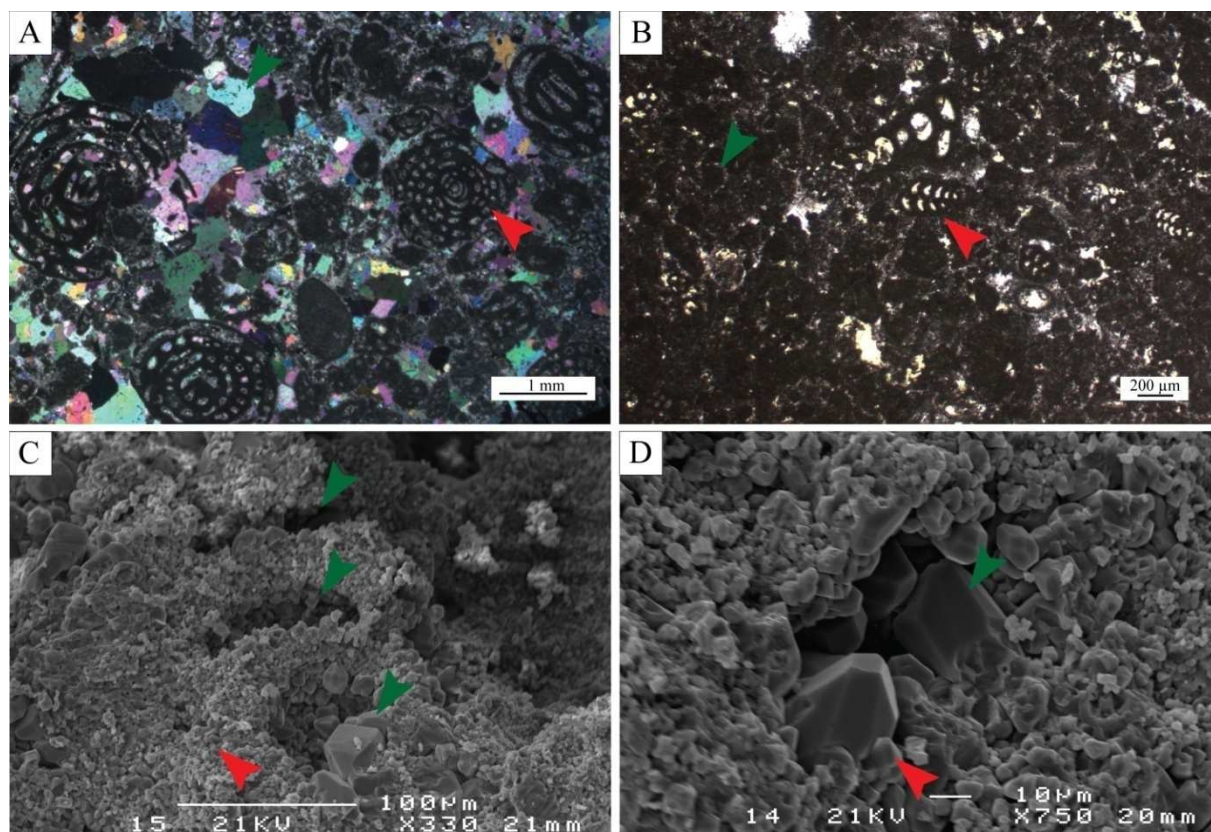


Figure 3.17: (A) [LPA] Packstone à grainstone à *Cisalveolina fraasi* (flèche rouge) cimenté par une calcite drusique; (B) [LN] Packstone à foraminifères bisériés (flèche rouge) et péloïdes ; (C) [MEB] Texture micritique compacte (flèche rouge) et loges d'un foraminifère benthique (flèches vertes) ; (D) [MEB] Texture micritique anhédrate compacte (flèche rouge) associée à une cimentation sparitique (flèche verte).

Les observations microscopiques révèlent une importante proportion de foraminifères benthiques (*Cuneolina* sp., *Sellialveolina viallii*, *Cisalveolina fraasi*, *Chrysalidina gradata*, *Montcharmontia apenninica*) associés à des organismes algaires (*Thaumatoporella parvovesicularifera*, *Cayeuxia* sp.), ostracodes, et fragments de bivalves (Fig. 3.17A & B). Des indices de dolomitisation sont fréquemment identifiés sous la forme de rhomboédres de l'ordre de 100 µm régulièrement disséminés dans la micrite.

2.8. Floatstone à rudstone à chondrodontes et nérinées (C2)

a. A l'affleurement

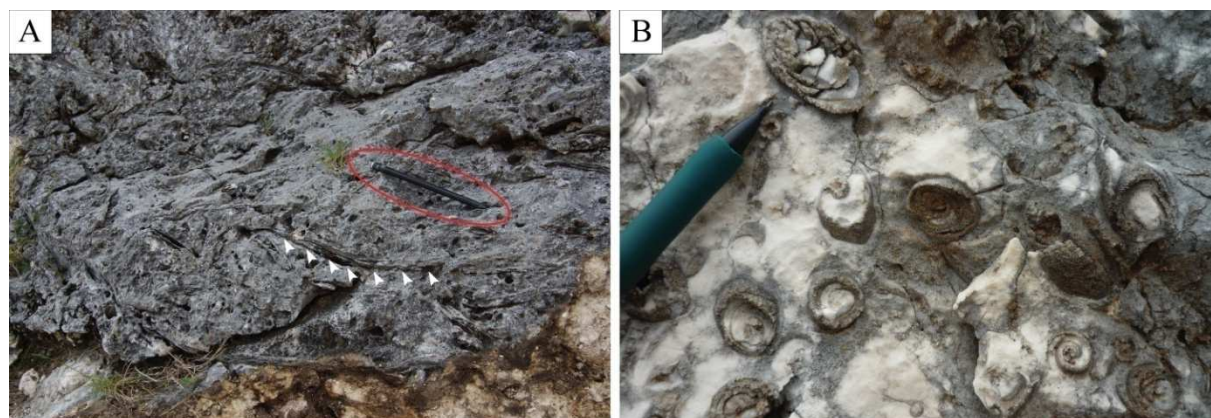


Figure 3.18: (A) Faciès à grandes chondrodontes (souligné avec les flèches blanches), le stylo entouré de rouge sert d'échelle ; (B) Faciès à nérinées.

Les faciès à chondrodontes et nérinées sont limités à quelques occurrences le long de la succession de Llogara. Les bancs représentatifs font quelques mètres d'épaisseur (jusqu'à 2-3 mètres). Les chondrodontes peuvent mesurer jusqu'à 40 centimètres (Fig. 3.18A). Leur bonne conservation en position horizontale suppose un faible remaniement hydrodynamique. Ces grands bivalves sont couramment associés à des gastéropodes nérinées de taille pluri-centimétrique, eux aussi peu remaniés (Fig. 3.18B). Ces faciès sont communément mis en évidence au-dessus de packstones à foraminifères benthiques.

2.9. Floatstone à rudstone à rudistes (C3)

a. A l’affleurement

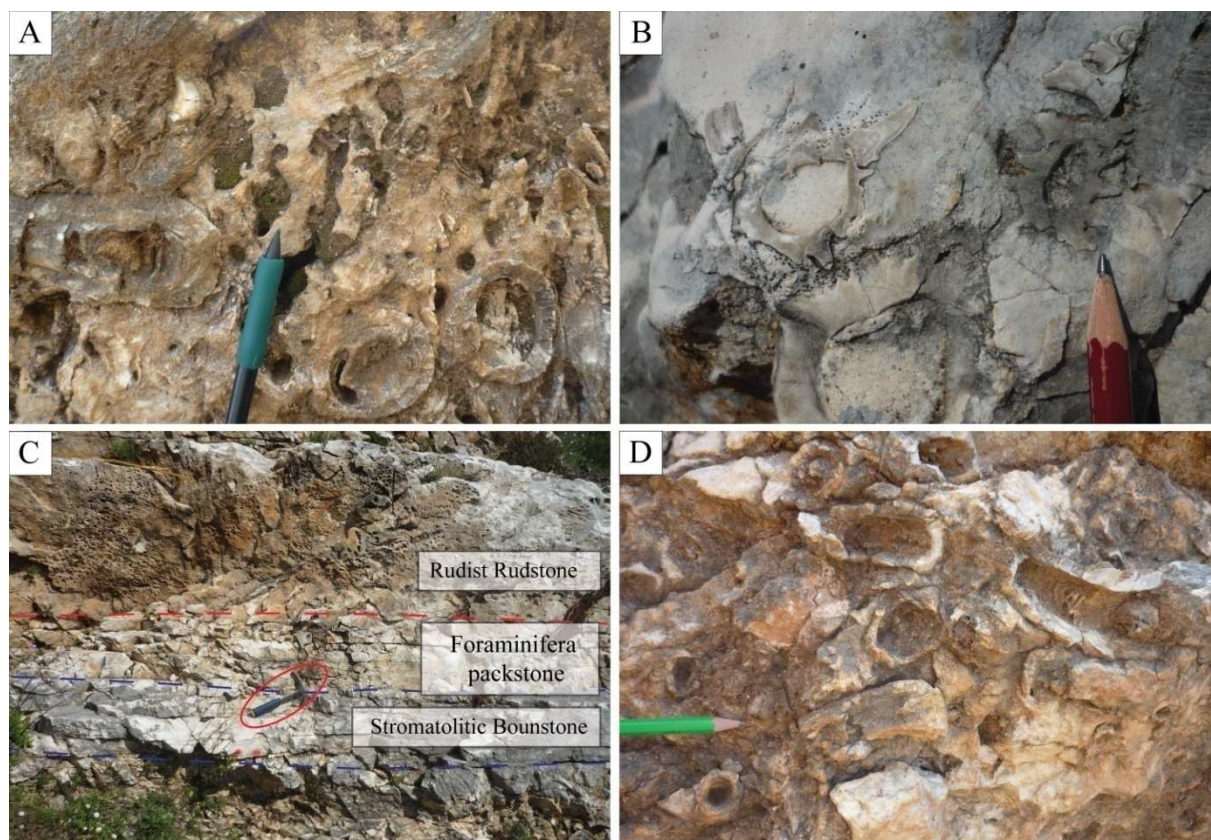


Figure 3.19: (A) Sections longitudinales et transversales de rudistes remaniés ; (B) Sections transversales de rudistes ; (C) Positionnement du faciès rudstone à rudistes (au dessus de la ligne rouge) au sein d’une paraséquence de plateforme. Les faciès grisâtres sont constitués de faciès stromatolitiques.

Les faciès de floatstone à rudstone à rudistes représentent une centaine d’occurrences sur la coupe de Llogara. Les épaisseurs des intervalles varient de 30 centimètres à plus de 6 mètres, avec une moyenne de 2 mètres. Les faciès exposent d’importantes concentrations d’organismes faiblement remaniés (souvent cassés et sans orientation préférentielle, Fig. 3.19 A) parfois conservés en *cluster* et associés à une matrice fine (Fig. 3.19A & B). Les débris de rudistes sont communément granoclassés au sein des intervalles. Ces derniers sont généralement placés au-dessus de faciès packstone à foraminifères benthiques et coiffés par des faciès pseudo-émersifs (mudstones à fenestrées, faciès à laminations cryptalgaires).

b. En microscopie

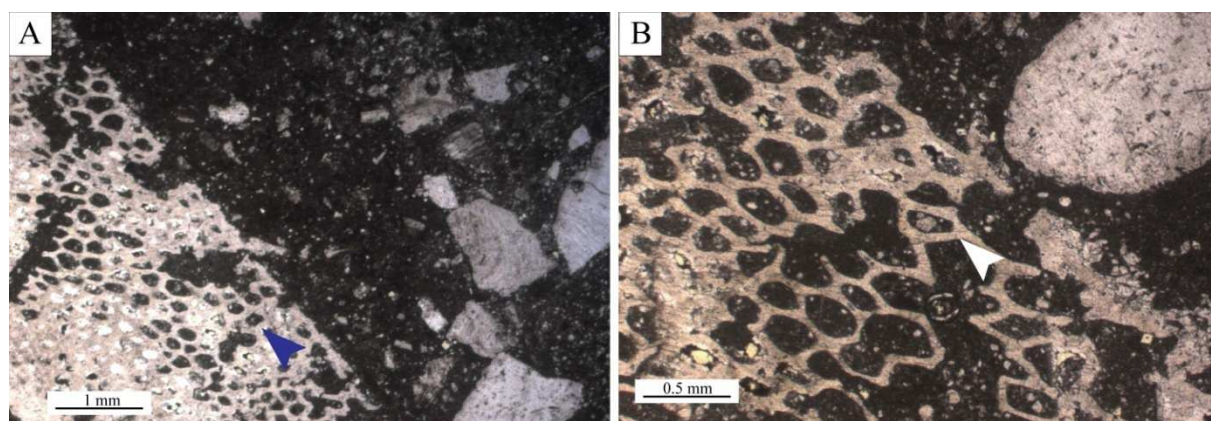


Figure 3.20: (A) Fragment grossier de rudiste (flèche bleue) et fragments millimétriques associés dans une matrice micritique ; (B) Détail de la structure alvéolaire d'un fragment de rudiste (flèche blanche).

Les microfaciès de floatstone à rudstone à rudistes sont largement constitués de fragments de tailles variées (Fig. 3.20A & B), fréquemment associé à une faune benthique diversifiée.

2.10. Bafflestone à rudistes (D1)

a. A l'affleurement

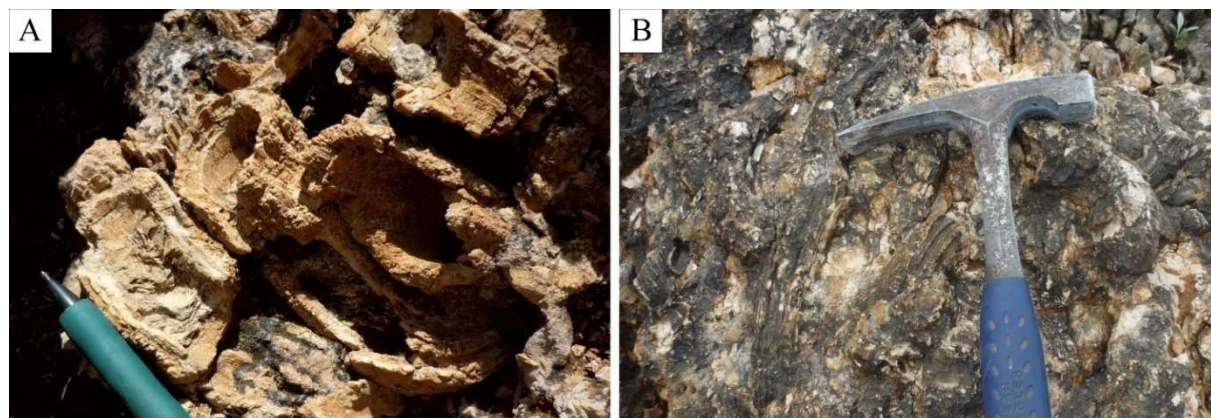


Figure 3.21: (A) et (B) Cluster (ou bouquets) de rudistes à l'affleurement.

Les intervalles bioconstruits à rudistes sont relativement rares sur la coupe de Llogara (une dizaine d'occurrences). Les organismes sont organisés en *clusters* de 10 à plusieurs dizaines de centimètres pour les plus développés (Fig. 3.21A & B), orientés préférentiellement perpendiculairement à la stratification. Les intervalles sont de l'ordre de 1 à 2 mètres, mais peuvent atteindre 4-5 mètres. Les bioconstructions sont communément placées sur des faciès de packstone à foraminifères ou de floatstone à rudstone à rudistes. Ces faciès sont régulièrement surimposés par des faciès pseudo-émersifs (mudstone à fenestrées, faciès à laminations cryptalgaires).

Chapitre 2 : Evolution sédimentaire de la Plateforme Apulienne durant le Crétacé Supérieur(Cénomanien - Campanien)

Ce chapitre reprend l'intégralité du manuscrit "Small-scale sequences as a proxy for the carbonate sedimentary evolution of the Apulian Platform during the Late Cretaceous (Llogara pass, Albania)" soumis à la revue *Facies* le 3 mars 2015. Cet article présente de manière détaillée l'enregistrement sédimentaire carbonaté du Crétacé Supérieur affleurant dans le col de Llogara. Une description précise à l'échelle du faciès permet de définir un motif d'empilement (*stacking pattern*) dont les caractéristiques diagénétiques et pétrophysiques sont évaluées. Une fois défini, ce motif d'empilement est employé pour interpréter l'évolution sédimentaire carbonatée de la Plateforme Apulienne, par comparaison avec d'autres affleurements du même ensemble paléogéographique, notamment en Italie.

Small-scale sequences as a proxy for the carbonate sedimentary evolution of the Apulian Platform during the Late Cretaceous (Llogara pass, Albania)

Le Goff J.^{1, 2}, Cerepi A.¹, Ghysels G.³, Swennen R.², Loisy C.¹, Heba G.⁴, El Desouky H.^{2,5}, Muska K.⁶

¹ EA 4592 G&E, ENSEGID Bordeaux INP, 1 allée Fernand Daguin, 33607 Pessac cedex, FRANCE, (jo.le-goff@hotmail.fr);

² KU Leuven, Celestijnenlaan 200 E, B 3001 Heverlee, BELGIUM, (Rudy.Swennen@ees.kuleuven.be);

³ Vrije Universiteit Brussel, Boulevard de la plaine 2, 1050 Ixelles, BELGIUM (gert.ghysels@vub.ac.be);

⁴ DIAGNOS, 7005 Taschereau Blvd, Suite 340, Brossard, Quebec J4A 1A7, CANADA (gheba@diagnos.ca);

⁵ Geology Department, Menoufia University, 32512 Shebin El-Kom, Menoufia, EGYPT (Geohamdy@yahoo.com);

⁶ Polytechnic University of Tirana, ALBANIA, (kristaqmuska@yahoo.fr);

Abstract

This study focuses on a 1220-meter-thick succession of Upper Cretaceous platform carbonates at the Llogara pass in southern Albania. Dating is based on biostratigraphic methods (benthic foraminifera). Detailed sedimentological investigations have revealed 10 facies. These can be grouped into four facies associations that reflect specific environmental conditions, ranging from intertidal to subtidal. The facies form small-scale patterns attesting to high frequency/low amplitude cyclicity characteristic of relative sea-level fluctuations. The sequences have been classified into six distinct types and characterized on the basis of diagnostic surfaces, diagenetic features, and reservoir properties. We use the classification to describe the nature of sedimentary evolution during the Late Cretaceous. Sequence types and thicknesses correspond to specific sedimentary events and trends at the Apulian platform during the Late Cretaceous. 1) Small-scale peritidal sequences suggest that the Cenomanian is characterized by stable shallow-water conditions. Correspondence between Chondrodonta-dominated sequences and the ‘Sannicandro’ horizon in Italy, and between accommodation variations and global sea-level fluctuations, suggests a dominant allocyclic control on sedimentation during this period. 2) Thick stromatolitic-dominated sequences typify Turonian deposits. Although the nature of the deposits indicates a general loss of accommodation space, the long-term hiatus recognized in Italy (Turonian bauxites) is not recognized in Llogara. 3) The thin (a few tens of meters) Coniacian–Santonian interval

suggests re-flooding of the platform, likely accompanied by morphological changes on the Apulian platform and an emergence of rudist-dominated sequences. 4) Peritidal-subtidal sequences persist during the Campanian, accompanied by a broad development of rudist organisms that represents a long-term relative sea-level rise. These data allow refinement of the general sedimentological evolution during the Late Cretaceous at the Apulian platform.

Keywords: Apulian platform, carbonates, small-scale sequence, Fischerplots

1. Introduction

The Apulian platform crops out on both sides of the Adriatic Sea. Many studies have addressed the Late Cretaceous sedimentary evolution of the Italian side (e.g., Bosellini et al. 1999; Borgomano 2000; Graziano 2001; Spalluto & Caffau 2010). Studies of shallow-water limestone successions in the Gargano and Murge area (Luperto-Sinni & Masse 1986; Borgomano 1987; Luperto-Sinni & Borgomano, 1989; Pieri et al. 2010) have revealed regular patterns consisting of fossiliferous meter-scale sequences (Spalluto 2012).

Factors controlling the genesis and evolution of these sequences have long attracted attention (Fischer 1964; Ginsburg 1971; Hardie et al. 1986; Hofmann et al. 2004; Laya & Tucker 2012). Precise facies and diagenetic studies (Strasser et al. 1995; Bosence et al. 2000; Laya et al. 2013) have contributed towards understanding the characteristics of small-scale sequences in distinct settings; for example, intertidal/subtidal carbonates (Goldhammer et al. 1987; Osleger 1991; Schwarzacher 1998; Strasser et al. 1999; Egenhoff et al. 1999; Overstreet et al. 2003) and mixed clastic–carbonate peritidal sequences (Dalrymple 1992, 2010; LaGesse & Read 2006). Small-scale sequences are commonly interpreted as reflecting high-frequency/low-amplitude variations in relative sea-level (Mitchum & Van Wagoner 1991; Strasser et al. 1999), commonly linked with autocyclic (Ginsburg 1971; Pratt & James 1986) and allocyclic processes (Goldhammer et al. 1987; Read & Goldhammer 1988; Strasser 1991; Strasser et al. 1999, 2012). Investigation of facies changes at the sequence scale may lead to information regarding deepening and/or shallowing trends within a depositional environment (Strasser et al. 1991, 1995; Bosence et al. 2000, 2009). The definition of diagnostic surfaces (i.e., transgressive surfaces, sequence boundaries, maximum flooding surfaces; Strasser et al. 1999) sometimes allows identification of a direct relationship between small-scale sequence thickness and available accommodation space (Fischer 1964; Bosence et al. 2000; Hofmann et al. 2004). To a larger extent, the stacking pattern of small-scale sequences can have broad implications for regional understanding of platform systems.

This paper presents the first sedimentary record for the Upper Cretaceous southeastern (i.e., Albanian side) Apulian platform. A 1220-meter-thick succession, well-exposed at the Llogara pass, serves as a reference succession. A precise description of the smallest observable pattern (i.e., at facies scale) allows definition of meter-scale stacking patterns (i.e., small-scale sequences), investigated here in relation to diagenetic features and reservoir properties. The current study employs small-scale sequences to investigate broad sedimentological trends on the Apulian platform during the Late Cretaceous, discussed with respect to analogous outcrops in Italy.

2. Geological setting and Stratigraphy

Due to their isolation from continental influence, Tethyan carbonate platforms document nearly exclusive carbonate sedimentation during the Cretaceous (Zappaterra 1994; Fig. 3.22 A). Apulian platform genesis began in the Lias (Zappaterra 1994; Mindszenty et al. 1995) and relates to the southern Tethyan megaplatform (Vlahović et al. 2005). It records shallow marine conditions until the Paleogene (Borgomano 2000; Meço et al. 2000), followed by siliciclastic flysch deposits associated with Alpine deformation (Channell et al. 1979; Roure & Sassi 1995; Robertson & Shallo 2000; Karakitsios 2013). Previous studies related to the eastern edge of Apulia in Italy (Fig. 3.22A) have revealed depositional regularly-bedded shallow-water lagoonal and peritidal limestones in the Murge ('Calcare di Bari'; Spalluto et al. 2010), spanning the Valanginian to the Cenomanian. The Senonian succession consists of 1000 to 1500 meters of lagoonal and rudist-dominated deposits ('Calcare di Altamura'; Mindszenty et al. 1995) exposed in the southeastern Murge, Salento, and Gargano areas (Borgomano 2000). Several regional and/or global events are recognized in the Upper Cretaceous geological record. Among these are i) an unconformity (with possible subaerial exposure) locally identified at the Albian/Cenomanian boundary (Ruberti 1993; Bosellini et al. 1999; Spalluto 2012), ii) a long-lasting Turonian event represented by a subaerial exposure (Mindszenty et al. 1995; Bosellini et al. 1999; Borgomano 2000), and iii) a rapid re-flooding of the platform during the Santonian/Early Campanian, locally resulting in platform drowning ('Scaglia tongue'; Bosellini et al. 1999).

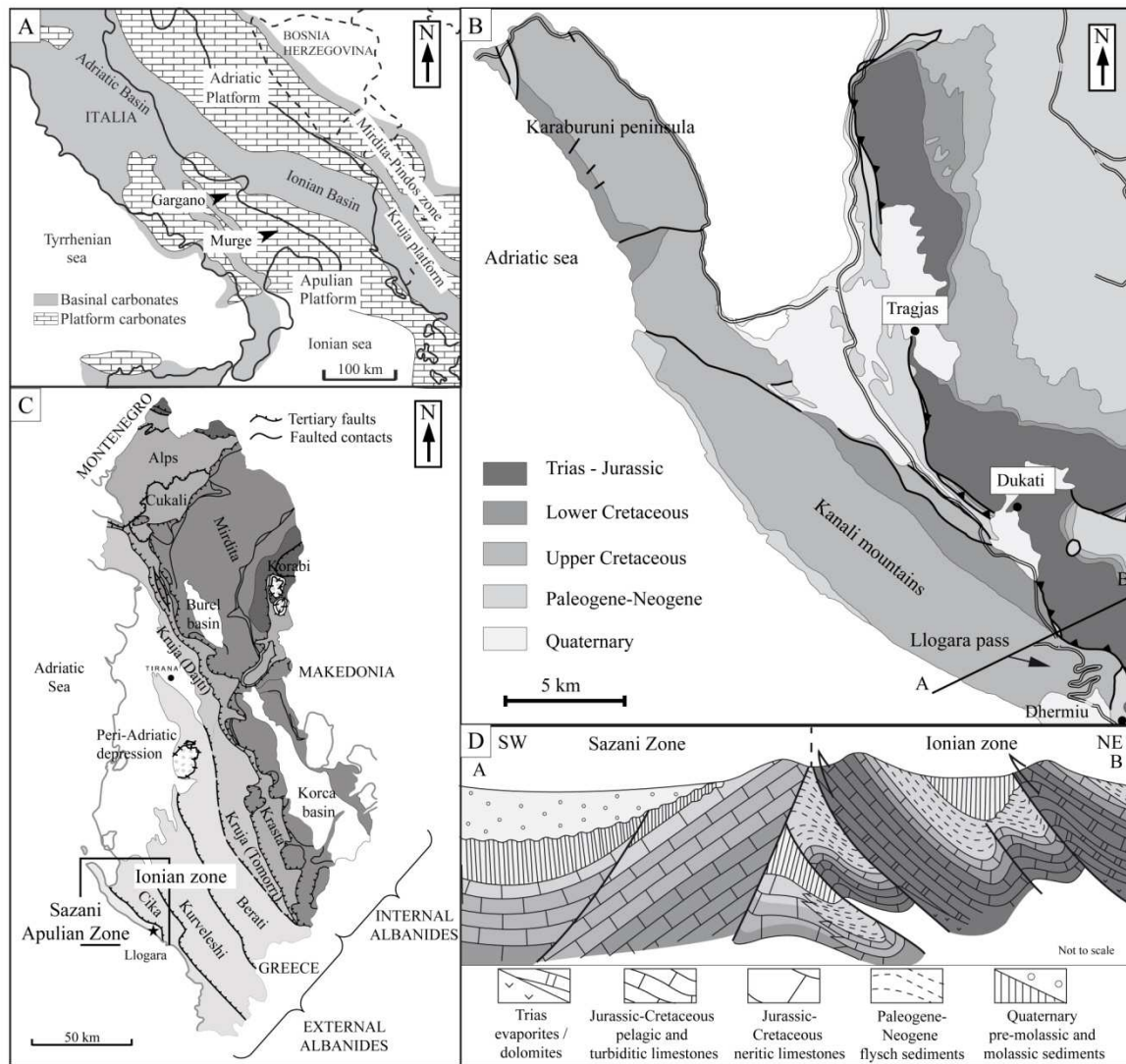


Figure 3.22: Geological context: (A) Mid-Late Liassic to Late Cretaceous facies map of the peri-Adriatic region, modified from Zappatera (1994) and Rubert et al. (2012); (B) Simplified geologic map of the study area, modified from Moisiu & Gurabarshi (2005). Section AB is shown in Figure D; (C) Simplified litho-tectonic map of Albania, with indication of study area (black star), modified from Zappaterra et al. (1994) and Rubert et al. (2012); (D) Schematic cross-section of the thin-skinned fold and thrust belt with indication of contact between the Sazani zone and the Ionian zone, modified from Meço et al. (2000).

This study focuses on an Apulian-related outcrop that exposes Upper Cretaceous intertidal to subtidal carbonate deposits. Exposure is exceptionally good in the Llogara pass (Fig. 3.22B). This succession, part of the Sazani zone (Fig. 3.22C), belongs to the Albanian thin-skinned fold and thrust belt (Swennen et al. 2000; Fig. 3.22C) that extends northward to into the Dinarides and southward into the Hellenides (Aubouin 1959). To the east, a major fault bounds the Apulian unit, which is overthrust by basinal deposits of the Ionian Zone to the east (Rubert et al. 2012; Le Goff et al. 2015; Fig. 3.22D).

3. Methodology

3.1. Biostratigraphic analysis

Benthic foraminifera have been used as biostratigraphic markers for the Late Cretaceous following the Fleury (1980) biozonation. The latter was initially defined for the Gavrovo–Tripolitza carbonate platform in Greece and was subsequently used by Mavrikas (1993), Heba & Prichonnet (2006, 2009), and Heba et al. (2009). We have constructed a biostratigraphic framework from 356 thin sections and have compared it with data from Brahimi et al. (1992) on the Kanal succession, as well as Italian studies on the Apulian platform (Luperto-Sinni et al. 1986, 1989, 1994; Borgomano 1987, 2000; Chiocchini et al. 1977, 1994, 2008). Based on identification of index and associated foraminifera within the succession, several geologic intervals were defined corresponding to the CsB1 to CsB5 biozones (Fleury 1980).

3.2. Strontium isotopes

Strontium Isotope Stratigraphy (SIS) is based on the assumption that marine carbonate samples preserve their original $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition (Burke et al. 1982; Jones et al. 1994; McArthur 1994; Banner 2004). The evolution during the Late Cretaceous is favorable since a clear rising trend of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios exists through time, thus avoiding problems of “twin ages” (Howarth & McArthur 1997). Sr isotopic analysis of 19 representative bulk and rudist samples was performed at the Department of Analytical Chemistry, Ghent University (Belgium) and the Scottish Universities Environmental Research Centre (SUERC), UK. Sample powders were drilled using a Dremel Multipro Model 255 hand drill. Carbonate powders were then dissolved in HCl and Sr was isolated from the sample matrix using a Sr specTM resin, following the isolation procedures of Henderson et al. (1994) and De Muynck et al. (2009). Sr isotopic measurements were performed using a Scientific Neptune MC-ICP-MS instrument at Ghent University (Balcaen et al. 2005) and on Re filaments on a sector 54-30 Mass spectrometer (Birk 1986) at SUERC. The Sr isotope ratios were normalized to the accepted $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ ratio of 0.1194. The Sr isotope methodology is explained in detail in El Desouky et al. (2015).

3.3. Facies and small-scale sequences

The 1220-meter-thick succession was logged at a 1/50 scale based on sedimentological features, biostratigraphical characteristics regarding macro-fossils, and the geometry of the deposit. Ten facies can be distinguished along the Llogara pass succession based on field data and microfacies analysis.

We have constructed facies models based on comparison of sedimentological observations with general platform environment models by Harris et al. (1985) for lagoon and tidal flat environments. The models have been refined for rudist platform systems developed in the peri-Adriatic realm during the Cretaceous (Carannante et al. 2000; Simone et al. 2003).

General concepts from sequence stratigraphy (Vail et al. 1987, 1991; Van Wagoner et al. 1990; Mitchum & Van Wagoner 1991) can be applied to small-scale sequences to discern systems tracts (Strasser et al. 1999, 2012; Simone et al. 2003; Overstreet et al. 2003). For each small-scale sequence identified at the Llogara pass, we derived diagnostic surfaces according to Strasser et al. (1999).

3.4. Diagenesis and reservoir properties

We collected 56 samples for diagenetic and petrophysical analysis from six specific intervals in the Llogara pass succession. Each interval represents a succession of several small-scale sequences. The following methodological outline applies to cathodoluminescence, scanning electron microscopy (SEM), carbon and oxygen isotopes, and mercury injection porosimetry (MIP) analyses. The goal of the analyses involves identifying diagenetic and reservoir properties changes at the sequence scale.

We used polarized light microscopy (Olympus BX60 & Leica DM LP microscopes) to examine thin sections. Cold cathodoluminescence (CCL) measurements are based on a modified Technosyn Model 8200 Mark II, with a voltage of 8-10 kV and current of 200-400 μ A. A JEOL-JSM 6400 scanning electron microscope was used for SEM. Sample fragments were glued on a sample holder that was coated first with a conductive carbon paste, then with gold under vacuum for 120-180 seconds.

We used a Dremel Multipro Model 255 hand drill to obtain 84 powders for stable carbon and oxygen isotope analysis. Powders mainly represent bulk samples, but some cement and rudist samples were also selectively drilled. The Friedrich-Alexander-Universität (Erlangen-Nürnberg, Germany) provided facilities for stable isotope analysis. Carbonate powders were

reacted with 103% anhydrous phosphoric acid at 70°C using a Gasbench II connected to a ThermoFinnigan Five Plus mass spectrometer. All values are reported in per mil (‰) relative to the Vienna Pee Dee Belemnite (V-PDB) by assigning $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of respectively +1.95‰ and -2.20‰ to NBS19 and -46.6‰ and -26.7‰ to LSVEC. Reproducibility and accuracy was monitored by replicate analysis of laboratory standards calibrated to NBS19 and LSVEC and is better than ± 0.04 ‰ for $\delta^{13}\text{C}$ and ± 0.05 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$ (NBS19) and ± 0.09 ‰ for $\delta^{13}\text{C}$ and ± 0.03 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$ (LSVEC).

An AutoPore IV9500 (Micrometrics Instrument Corporation) was used for mercury intrusion porosimetry analysis (MIP). Washburn's law (1921) defines the theoretical basis of the method. Following a capillary model in which the porous medium is represented by a network of cylindrical capillary tubes, the resulting capillary pressure is given by the relation:

$$P_c = \frac{2\gamma \cdot |\cos\theta|}{R_c}$$

P_c is the capillary pressure, R_c is the average pore-throat size (μm), θ is the angle between mercury meniscus and pore wall ($\theta=140^\circ$ for Hg), and γ is interfacial tension (0.480 N/m for Hg). Mercury injection curves provide information about pore-network characteristics, including pore-throat distribution, specific surface area, and distribution of Hg-saturation versus pore-throat size. Pore-throat sizes are grouped into three classes: (A) macropore A (pore throat size $>15\mu\text{m}$); (B) macropore B ($15\mu\text{m} < \text{pore throat size} < 0.1\mu\text{m}$); and (C) mesopore (pore-throat size $\leq 0.1\mu\text{m}$; Cerepi et al. 2002).

3.5. Fischerplots

Fischerplots (Fischer 1964) were first described for the Late Triassic “Lofer” facies of the Dachstein formation, composed of about 200 intertidal cyclothems. They were initially used to demonstrate the dominance of eustacy (Goldhammer et al. 1987) on carbonate platform cyclicity. However, several limitations have been highlighted during past decades. These include effects from i) autocyclic processes (Ginsburg 1971; James 1984; Pratt & James 1986; Pratt et al. 1992) that may lead to morphological platform changes and differential compaction ; ii) random processes, interpreted as a cause of sequence development (Drummond & Wilkinson 1993; Wilkinson et al. 1999); iii) the applicability of Fischerplots to intertidal small-scale sequences capped with intertidal-supratidal facies (Bosence et al. 2000, 2009; Hofmann et al. 2004); iv) tectonics (Goldhammer 1987; Husinec et al. 2008; Bosence et al. 2009; Tucker & Garland 2010); v) absolute time control (Pratt et al. 1992; Strasser et al. 1995, 1999; Bosence et al. 2009); vi) differential facies compaction (Strasser & Samankassou,

2003; Strasser et al., 2012) that could skew the sequence thickness/accommodation space relationship.

In spite of these limitations, Fischerplots are useful for comparing thickness variations within a cyclic carbonate succession. They display a cumulative departure from mean sequence thickness versus sequence number. In this study, subsidence is assumed to be constant. The mean sequence thickness is subtracted from each individual sequence thickness. The resulting positive and negative slopes are interpreted in terms of increase and decrease in accommodation, respectively (Sadler et al. 1993). Small-scale sequences are the building blocks of a stratigraphic framework, revealing high-frequency changes in accommodation (Strasser et al. 1999; Colombié et al. 2014a). Lower-frequency changes in accommodation are represented by larger scale sequences. These are defined by diagnostic surface or intervals (i.e., Maximum Flooding zone, MF, and Sequence Boundary zone, SB; Strasser et al. 1999) and evidenced with small-scale sequence type (peritidal or subtidal) and thickness variations (Spalluto et al. 2012). Fischerplot trends display large-scale sequences that can be used to define transgressive and highstand system tracts and diagnostic intervals (Overstreet et al. 2003). We compare large-scale ($\sim 1 \times 10^6$ years according to the biostratigraphic framework; 3rd order; Schlager 2005) sequences to eustatic curves and European Basin stratigraphy (Hardenbol et al. 1998) calibrated at the studied interval.

4. Results

Results are organized into four closely related sections. Description of (1) a biostratigraphic and chronostratigraphic framework precedes (2) a classification of facies and small-scale sequences (SQ). (3) The latter are examined in terms of diagenesis and reservoir properties. Finally (4), Fischerplots integrate stratigraphical and sedimentological data and are used as a basis for describing sedimentary evolution during the Late Cretaceous.

4.1. Bio- and chronostratigraphic framework

We first use data from biostratigraphic and chronostratigraphic analyses to define a stratigraphic framework for the Llogara pass succession. This provides an important foundation for further characterization of sedimentary dynamics during the Late Cretaceous.

a. Biostratigraphic analysis

Figure 3.23 displays examples of Upper Cretaceous fauna. Figure 3.24 represents biozones relevant to the Llogara succession. The corresponding legend appears in Figure 3.26. The lowest part (lower 10 meters) of the Llogara succession reveals the presence of Albian age

(Early Cretaceous) *Cayeuxia* sp. Biozone CsB1 is characterized by the presence of *Sellialveolina* *Viallii*, an index foraminifera (Fleury 1980) associated with *Chrysalidina* *gradata*, *Pseudonumoloculina* sp., *Pseudorhapydionina* *Dubia*, *Nezzazata* sp. and *Dyciclina* sp. (De Castro 1991; Chiocchini et al. 1994; Velić et al. 1994; Borgomano 2000; Sari et al. 2009; Figs. 3.23 & 3.24). This biozone, (CsB1) Early Cenomanian in age, represents an interval of 10 to 300 meters long (Fig. 3.24). Biozones CsB2 and CsB3 are not clearly evidenced in our study due to the lack of index foraminifera identification, respectively *Broeckina* *balcanica* and *Pseudocyclammina* *sphaeroidea*. However, associated foraminifera were identified within the deposits, providing age constraint to the strata. The presence of *Cisalveolina* sp., *Cisalveolina* *frassi* (Fig. 3.23), and *Pseudorhapydionina* *Laurinensis* supports a Mid- to Late Cenomanian age (Chiocchini & Mancinelli 1977; Chiocchini et al. 1994). The extinction of *Pseudorhapydionina* *dubia* is attributed to the upper limit of CsB2 (Fleury 1980), which is Late Cenomanian to Early Turonian in age. *Nezzazatinella* sp. attests to a Coniacian to Santonian age (Borgomano 2000). The extinction of *Nezzazata* sp. is attributed to the Coniacian – Early Santonian (Sari et al. 2009; Borgomano 2000). In light of these observations, the interval between 300 and 740 meters can reasonably be assigned to CsB2 and CsB3, corresponding to the Mid-Cenomanian to Early Senonian (Fleury 1980). Biozones CsB4 and CsB5 are evidenced by the presence of index foraminifera such as *Montcharmontia* *apenninica* (De Castro) and *Rotorbinella* *scarsellai* (Torre) (Fleury 1980; Borgomano 2000; Ruberti 1997). Other associated foraminifera match the time interval covered by the CsB4 and CsB5 biozones, corresponding to the Late Santonian to Mid-Campanian and extending from 740 to 1220 meters. The presence of *Thaumatoporella* *parvovesiculifera* (Raineri) and *Rotorbinella* *scarsellai* (Torre) is linked to the Lower to Middle Senonian (Chiocchini et al. 1977, 1994; Borgomano 2000; Simone et al. 2003).

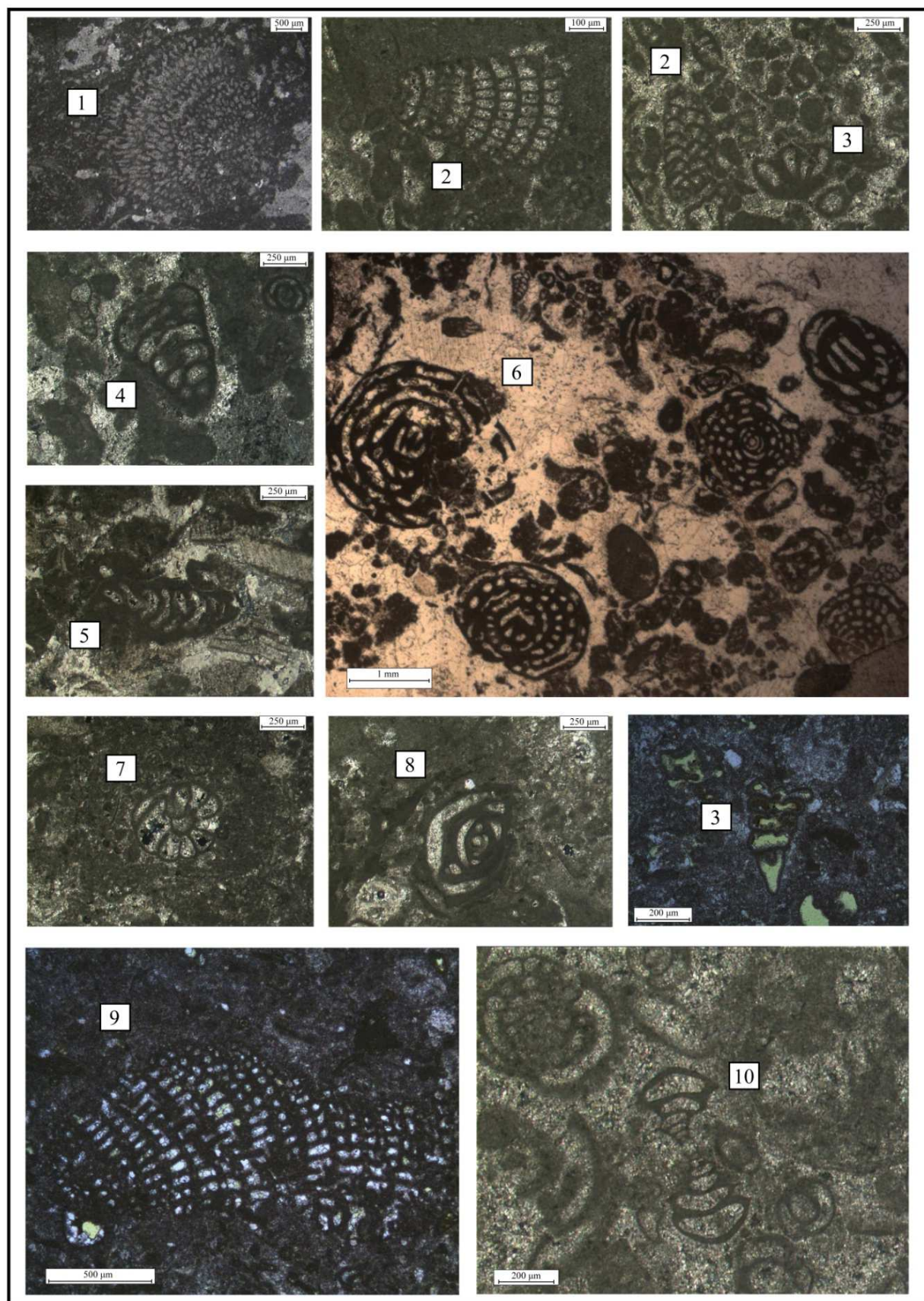


Figure 3.23: Microphotographs of Upper Cretaceous fauna: (1) *Cayeuxia* sp.; (2) *Cuneolina* sp.; (3) *Nezzazata* sp.; (4) *Chrysalidina Gradata*; (5) *Pseudorhapydionina dubia*; (6) *Cisalveolina fraasi*; (7) *Nezzazatinella* sp.; (8) *Scandonea Samnitica*; (9) *Cuneolina pavonia*; (10) *Pseudorhapydionina* sp.

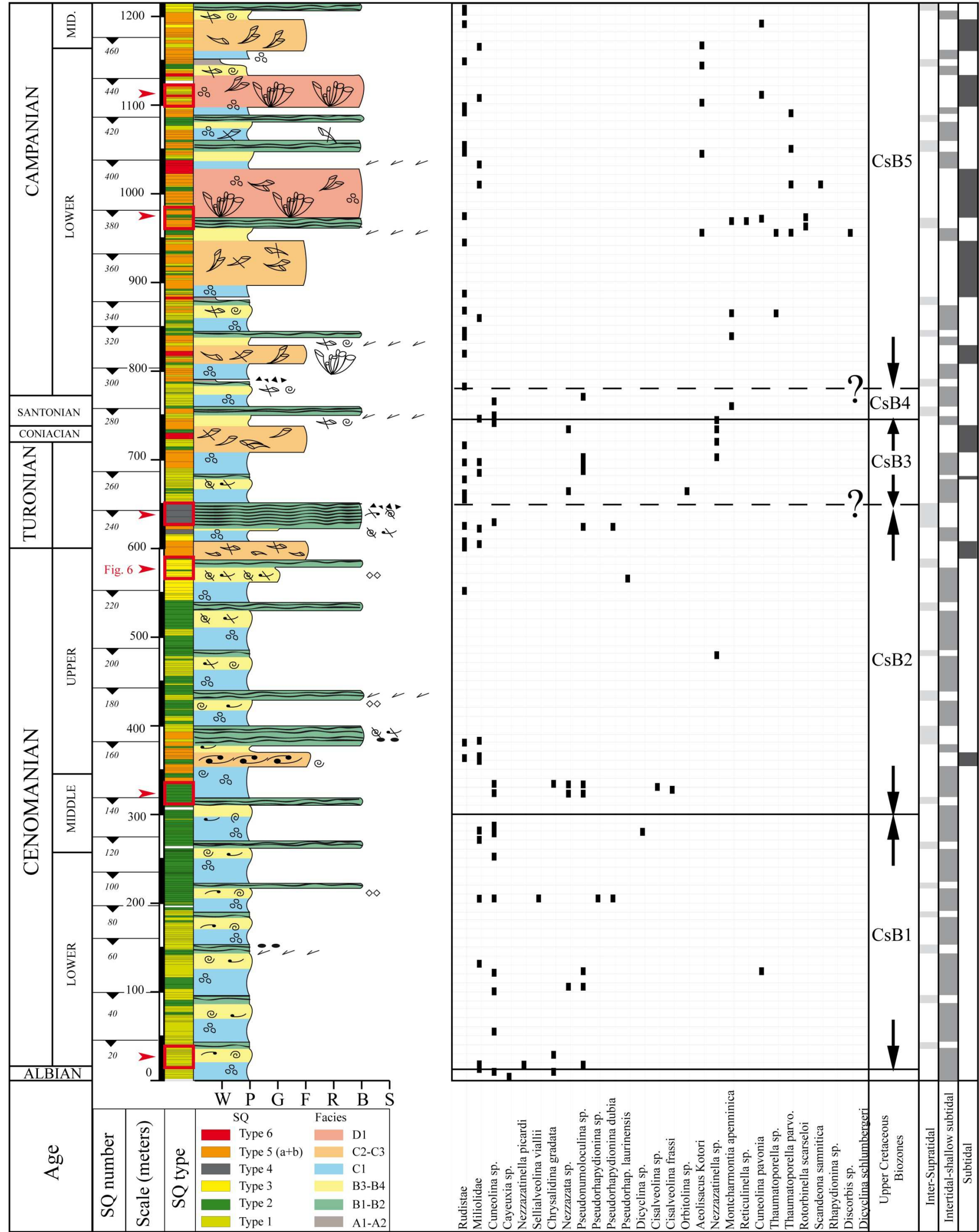


Figure 3.24: Simplified lithostratigraphy of the Llogara pass succession with associated biostratigraphy and depositional environments. Each identified SQ is mentioned next to the litholog, they are specifically described in the result part. Red squares indicate the result part. Red squares indicate the location of six intervals presented in Fig. 3.27. Biozones (CsB) as defined by Fleury (1980). Abbreviation: parvo. for parvovesicularifera.

b. Strontium isotope analysis

Table 3.2 provides Llogara succession Sr isotope data. Values range from 0.707394 to 0.708066. We calculated an age for each carbonate sample from a comparison of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values with the Late Cretaceous global seawater curve of the LOWESS look-up table (version 4:08/04; Howarth & McArthur 1997; McArthur et al. 2001). LOWESS look-up table values show an increase during the Late Cretaceous. Our calculated ages range between 27.85 and 86.97 Ma (Coniacian to Oligocene; Table 3.2). The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of sample 10 plots outside of the LOWESS look-up table Upper Cretaceous range. Sr isotopic ratios should increase from the base to the top of the succession. However, from the lowest stratigraphic position (the very base of the studied section; 1 meter, sample 1) to the highest stratigraphic position (1144 meters, sample 19), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values do not increase uniformly. Rudist bivalves provide excellent records of ambient geochemical and isotopic conditions (Steuber 1996, 1999, 2000, 2001, 2003; Steuber & Rauch 2005), so our Sr isotopic analysis focused specifically on rudist shells (six samples, Table 3.2) to be compared with the bulk samples. However, the Sr isotopic signatures of the rudist samples show similar signatures as bulk ones (Table 3.2).

Sample number	Stratigraphic position (m)	Sample type	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Age (Ma)	
1	1	Bulk	0.707487	82.74	CAMPANIAN
2	24	Rudist shell	0.707461	84.24	CONIACIAN
3	30	Rudist shell	0.707494	82.31	CAMPANIAN
4	138	Bulk	0.707470	83.75	SANTONIAN
5	322	Rudist shell	0.707514	80.98	CAMPANIAN
6	360	Bulk	0.707474	83.60	CAMP./SANT.
7	479	Bulk	0.707474	83.60	CAMP./SANT.
8	566	Bulk	0.70746	84.31	SANTONIAN
9	575	Sponge	0.7075	81.91	CAMPANIAN
10	575	Bulk	0.708066	27.85	OLIGOCENE
11	597	Bulk	0.707519	80.56	CAMPANIAN
12	604	Bulk	0.707504	81.62	CAMPANIAN
13	698	Bulk	0.707394	86.97	CONIACIAN
14	876	Bulk	0.707482	83.07	CONIACIAN
15	969	Rudist shell	0.707471	83.71	SANTONIAN
16	971	Bulk	0.707454	84.86	SANTONIAN
17	972	Rudist shell	0.707405	86.64	CONIACIAN
18	1110	Rudist shell	0.707452	84.95	SANTONIAN
19	1144	Bulk	0.707508	81.39	CAMPANIAN

Table 3.2: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios and the corresponding numerical ages of the 19 carbonate samples from the Upper Cretaceous section of Llogara (with 2SD of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.0014$). The ages are derived from the LOWESS look-up table (version 4:08/04; Howarth et al., 1997, McArthur et al., 2001).

4.2. Facies and small-scale sequences

Table 3.3 summarizes facies descriptions and interpretations of specific depositional environments for the Upper Cretaceous carbonates of the Llogara succession. Some characteristic outcrop photographs are presented in Figure 3.26. Six representative intervals are displayed in Figure 3.27. Below, following a facies analysis, two facies models are established. SQ types are defined in Table 3.3 and subsequently depicted in terms of high-frequency sedimentary dynamics.

PARTIE 3 - Chapitre 2 : Evolution sédimentaire de la Plateforme Apulienne durant le Crétacé Supérieur (Cénomanién – Campanien)

Facies	Descriptions	Interpretations
A1 Micro-breccia	Intervals are typically 5 to 20 centimeters thick and overlain by open marine facies. This facies displays irregular, slightly erosional bases (Fig. 5A). It is commonly made up of reworked poorly-sorted bioclastic shells (gastropod/bivalve), black pebbles and other sub-rounded clasts, sometimes containing foraminifera. Dissolution vugs partially cemented by meteoric cement and filled with sediment were observed in thin sections. Underlying fenestral mudstones and/or laminated facies are common (Fig. 6).	Black pebbles suggest partial or complete subaerial exposure (Strasser & Davaud 1983; Read & Goldammer 1988). They are consistent with karstification features observed in some thin sections that emphasize alteration in a vadose environment (Bosence et al. 2009). These brecciated intervals attest to a break in shallow marine sedimentation (Spalluto 2012).
A2 Fenestral mudstone	This facies displays a light-brown to pink mudstone texture, commonly developing as layers of several centimeters thick (2-10 cm) overlain by open marine facies (Fig. 6). Abundant horizontal spar-filled fenestral vugs and rounded black pebbles commonly occur. Some indurated crusts can be differentiated which passes up to a more brown hue with associated mudcracks.	Fenestral mudstones suggest partial or complete subaerial exposure attested by wetting and drying of sediments in an intertidal to lower supratidal environment (Shinn 1968). Similar deposits have been described in the Upper Cretaceous deposits of the Adriatic platform (Husinec and Jelaska 2006; Ørskov et al. 2008) and point out similarities with laminar calcretes evidenced in small-scale sequences (Bosence et al. 2009; Laya & Tucker 2012; Laya et al. 2013).
B1 Stromatolitic bindstone	This facies exposes a pink to brownish hue at the outcrop, and forms laminated indurated crusts displaying anisopachous planar and sometimes wavy macrostructures (Fig. 5B; Rodriguez-Martinez et al. 2012). Regularly/irregularly spaced or amalgamated millimeter-thick laminae occur, associated with birdseye-type vugs, mainly displaying a tabular habit. Trapping and binding (Hofmann et al. 2004) of bioclasts by microbial mats is common. This can result in heterolithic, layered facies with well-sorted grainstones exposing rounded to sub-rounded fragments regularly alternating with microbial mats.	Microbial mats and birdseye vugs attest a deposition within shallow-water depths associated with ephemeral subaerial exposures. Alternation with grainstone-type facies could be related to episodic storm events that shed bioclastic debris on a tidal flat (Caramante et al. 1998; Spalluto 2012). This facies is interpreted as deposited in an inter- to supratidal setting (Hofmann et al. 2004; Husinec & Jelaska 2006).
B2 Moderately laminated wackestone/ packstone	Planar discrete laminated features alternating with wackestone to packstone textures regularly displaying birdseye vugs are commonly exposed. Occurrences usually do not exceed 10-20 centimeters, and are commonly overlaid by either stromatolitic bindstones (B1) or poorly indurated marine facies. The laminated aspect is enhanced by sparite-rich layers alternating with mud-dominated laminae. Benthic foraminifera are regularly present. A pink to brown hue, darkening upwards, is commonly present, sometimes associated with desiccation cracks.	Lime muds exposing microbial mats and birdseye vugs are related to tidal flat deposits developed along the landward margins of lagoons. They are often associated to restricted water circulations in a shallow intertidal environment (Harris et al. 1985).
B3 Bioclastic grainstone	The strata shows infra-meter-thick layers with sharp erosional bases (Fig. 6). Parallel laminations, sediment sorting, or horizontal current laminations made of few-centimeter-thick laminae were regularly observed. Clast-supported poorly to well-sorted sediments commonly show an ordered fabric and normal or inverse grading. Small-sized abraded skeletal clasts (gastropods/bivalve shells, including rudist) are the main components. Black pebbles, pellets and various foraminifera (Miliolidae and Textularidae) commonly occur in this deposit.	The absence or limited amount of matrix, sediment sorting and sedimentary features suggest a high-energy setting of this facies. Frequent association with stromatolitic boundstones (B1) suggests an intertidal environment. More particularly, this facies is interpreted to relate to storm events with lag deposition (washover-related deposits, Harris et al. 1985), formed during periods of high energy conditions on tidal flats (Simone et al. 2003; Sena et al. 2013).

B4 Gastropod/ bivalve packstone	This deposit (less than one meter thick) gradually evolves from a benthic foraminifera packstone and is capped by laminated facies (B1, B2, Fig. 6). Coarse (millimeter to pluri-centimeter) gastropod/bivalve fragments (including rudists) do not show any grading or lamination. Broken or strongly reworked shells are embedded in a fine grained matrix rich in benthic foraminifera and algae (<i>Cuneolina</i> sp., <i>Nezzazatinella</i> sp., <i>Pseudonummulina</i> sp., <i>Thaumatoporella parvovesciculifera</i>). Pellets and endoclasts are evidenced in several thin sections.	Poorly-sorted bioclastic packstones can be associated to many depositional settings. However, their common occurrence up to marine, lagoonal facies and under inter to supratidal deposits (A1 to B2, Fig. 6) suggest shallow-water settings. Similar gastropod dominated wackestone/packstone with dasycladacean algae are described in Strasser et al. (1995), partly composing small-scale shallow-water carbonate sequences. They are related to highstand deposits of lagoonal-peritidal sequences and attest intertidal inner ramp setting.
C1 Benthic foraminifera packstone	This facies is widely developed within the studied succession. Variations in thickness are noticeable (50 centimeters to 4 meters) along the section. In outcrop, these lithologies are easily recognizable by their poorly indurated white homogeneous and often heavily weathered aspect (Fig. 5E). Large-sized bivalves (<i>Pectinidae</i> , <i>Rudistae</i>) or gastropods rarely occur. Benthic foraminifera constitute the main part of the fauna (<i>Cuneolinidae</i> , <i>Miliolidae</i> , <i>Textularidae</i>), commonly associated with algae (<i>Thaumatoporella parvovesciculifera</i>) and peloids.	This facies reveals a shallow marine fauna and no evidence of sedimentary features, thus suggesting an internal, lagoonal depositional environment (Harris et al. 1985; Bosence et al. 2009; Spalluto 2012). This facies was similarly described and variously named as clean carbonate and muddy skeletal sands (Harris et al. 1985), peloidal bioclastic wackestone/packstone (Bosence et al. 2009), or foraminiferal wackestone/packstone (Spalluto 2012).
C2 Chondrodonta/ Nerinea floatstone to rudstone	Occurrences of this facies are restricted to few intervals within the Llogara succession (Fig. 3 & 5E). Thickness rarely exceeds 2-3 meters. This deposit exposes abundant unbroken, slightly reworked gastropod/bivalve shells in a benthic foraminifera packstone matrix. The Chondrodonta/Nerinea association is commonly observed along the outcrop. Chondrodonta fossils are often well-preserved and can reach several decimeters (Fig. 5C). Benthic foraminifera are abundant such as <i>Rotalinidae</i> , <i>Miliolidae</i> and <i>Textularidae</i> , including <i>Pseudonummuloculina</i> sp.	Chondrodonta are commonly related to shallow-subtidal to subtidal depositional environments (Jacka & Brand 1977). In the Murges area, the Bari succession reveals similar ostreid-dominated deposits (<i>Chondrodonta</i>) condensed in the 'Sannicandro' level, highlighting shallow-subtidal depositional conditions (Pieri et al. 2010; Spalluto 2012).
C3 Rudist floatstone to rudstone	80 rudist-rich (mainly radiolitids) intervals were recognized, confined to the upper part of the succession and ranging from 30 centimeters to 6 meters in thickness. Coarsening and fining upward trends are commonly evidenced by the size variation of the slightly reworked bioclasts (5 to 30 centimeters; Fig. 5D) within each interval. Clusters are rarely preserved. Microfacies expose rudist bioclasts in a micritic fabric containing benthic foraminifera such as <i>Cuneolina</i> sp. <i>Montcharmontia apenninica</i> , <i>Nezzazatinella</i> sp.	Rudist-dominated facies are very common deposits of Cretaceous peri-Adriatic platforms (Caramante et al. 1998, 2000; Caffau et al. 1998; Borgomano 2000; Moro et al. 2002). Rudist float- to rudstones derive from dismantling of rudist inhabited sand plains (Simone et al. 2003; Spalluto 2012) and are associated to non-restricted shallow-subtidal to subtidal environments. No clear evidence of sedimentary features is identified within the rudist-dominated facies, indicating a low-energy depositional environment (Simone et al. 2003).
D1 Rudist bafflestone	Rudist bafflestones, related to rudist biostromes, are confined to eight occurrences identified toward the top of the section (Fig. 3). They possess a micritic matrix resting on sharp bases and showing in-growth-position decimeter to meter-scale clusters with preferential upwards orientation of the organisms. Radiolitids are the dominant species.	<i>In-situ</i> rudist bearing intervals reflect intrinsic environmental conditions of rudist organisms. It is interpreted as a subtidal open-shelf setting (Ruberti 1997; Simone et al. 2003).

Table 3.3: Facies identified at the Llogara pass succession with associated descriptions and interpretations.

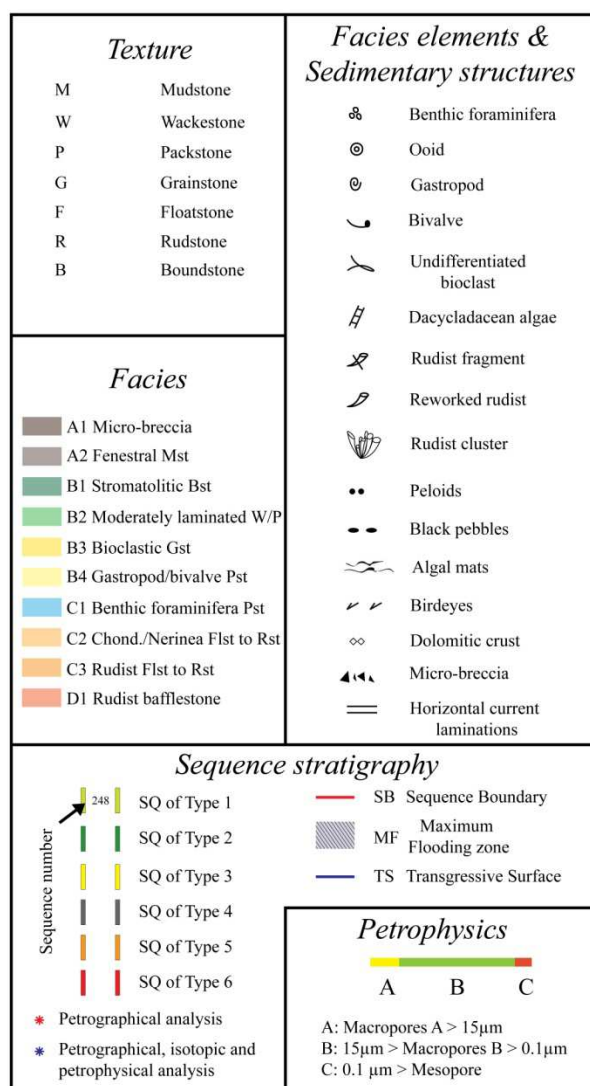


Figure 3.25: Legend for the studied stratigraphic succession. Abbreviations: Chond. for Chondrodonta.

a. Facies associations and depositional models

Micro-breccia (A1) and fenestral mudstones (A2) attest to subaerial exposure at the innermost portion of the platform (Fig. 3.28A). These form facies association A. Facies association B includes laminated facies (B1 & B2) typical of intertidal settings (algal flats; Harris et al. 1985) and bioclastic facies (B3 & B4). Laminated facies provide evidence for restricted water circulation and episodic emersion in the upper tidal flat. Bioclastic facies B3 and B4 suggest episodic shedding of shells from deeper shelf settings onto the tidal flat, as they regularly show interfingering with laminated facies (Fig. 3.27). Diversified benthic fauna (C1) and large mollusk-bearing intervals (Chondrodonta, C2 and rudists C3) that represent open lagoonal conditions characterize the facies C (Harris et al. 1985; Simone et al. 2003; Spalluto 2012). The facies related to in-growth-position rudist-rich intervals (D1; Fig. 3.28B)

is the only one that reflects a subtidal environment. It developed within an open-shelf setting (Ruberti 1997; Simone et al. 2003).

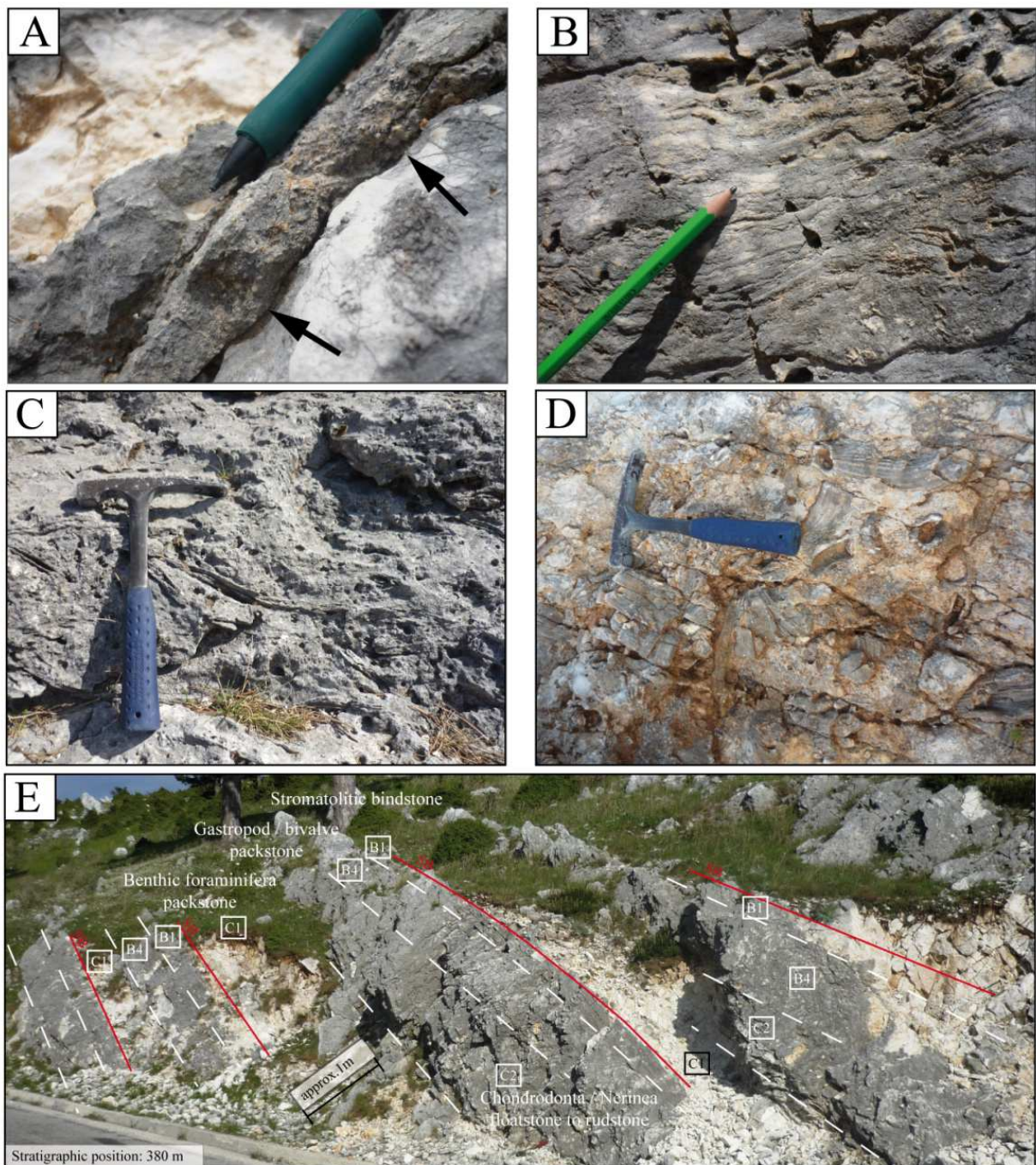


Figure 3.26: Outcrop pictures: (A) Thin micro-brecciated interval showing basal erosive contact (arrows) (A1); (B) Stromatolitic bindstone at the outcrop (B1); (C) Chondrodonta rudstone at the outcrop (C2); (D) Rudist bearing layer (Rudstone) at the outcrop (C3); (E) Example of intertidal to subtidal SQs, facies are indicated. SB stands for sequence boundary.

b. Small-scale sequences

The Llogara succession displays 470 SQs. Sequence boundaries correspond to pronounced facies shifts at the accommodation minima (Bosence et al. 2009). In this meaning, laminated facies (B1 & B2), well-developed along the succession and easily recognizable, were very useful at the Llogara pass. The average SQ is 2.6 meters. However, there are significant SQ thickness variations depending on stratigraphic position and SQ type (Fig. 3.24; Table 3.4). We have distinguished two main groups (peritidal & peritidal–subtidal) and six types (type 1 to 6) of SQ (Table 3.4). Diagnostic surfaces (Strasser et al. 1995, 1999) are identified and discussed below.

PARTIE 3 - Chapitre 2 : Evolution sédimentaire de la Plateforme Apulienne durant le Crétacé Supérieur (Cénomanien – Campanien)

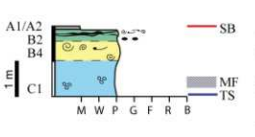
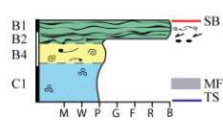
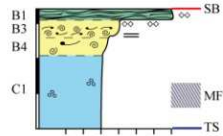
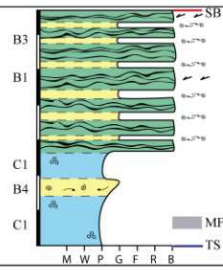
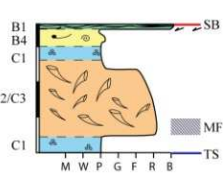
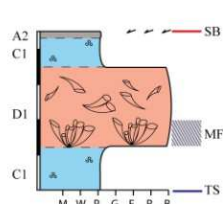
SQ	Description	Representation	
Type 1	The basal part is composed by diversified benthic foraminifera packstones (C1). The latter changes abruptly up to a gastropod/bivalve packstone (B4) which passes up to moderately laminated wackestone/packstone (B2). This SQ is commonly capped with fenestral mudstones (A2; Fig. 6), but micro-breccia occurrences (A1) can occur.		Av. Th.: 2.0 m Freq.: 40 %
Type 2	This SQ exhibits a similar facies stacking pattern as SQ of Type 1. The most significant difference relates to the stromatolitic bindstone (B1) which is present at the top, displaying bioclastic millimeter-thick beds inserted between laminae. This SQ is predominantly evidenced during Early and Late Cenomanian (Fig. 3).		Av. Th.: 2.3 m Freq.: 34 %
Type 3	This SQ is rather marginal as it represents a small percentage of the SQ population. It is mainly evidenced in the uppermost Cenomanian (Fig. 3). It exposes a benthic foraminifera packstone (C1) at the base, sometimes followed-up by a gastropod/bivalve interval (B4), and rapidly passes-up to a sharp-based bioclastic grainstone (B3, Fig. 6). A stromatolitic bindstone (B1) commonly marks the upper part of the sequence, but thin dolomitized crusts (10-20 cm) can occur (Fig. 6 & 8A).		Av. Th.: 3.4 m Freq.: 3.4 %
Type 4	This SQ exposes a thick succession exclusively present between 616 and 650 meters (Fig. 3). A benthic foraminifera packstone (C1) exists at the base of the sequence. Thin, gastropod/bivalve intervals (B4) can be sandwiched between chalky deposits (Fig. 6). Subsequently, a stromatolitic bindstone (B1) is progressively becoming more and more important upward. The upper part of the sequence is exclusively made up of the alternation between stromatolitic bindstones (B1) and bioclastic thin-layers (B3), sometimes exposing fenestral mudstones (A2; Fig. 6).		Av. Th.: 6.8 m Freq.: 1 %
Type 5	This SQ is partly composed of slightly reworked subtidal Chondrodonta or rudists shells are grouped within the SQ of Type 5 (a and b; Fig. 6 & 7C). The very base of the sequence is generally composed of a benthic foraminifera packstone (C1) which grades into a Chondrodonta/Nerinea floatstone to rudstone (C2) or rudist floatstone to rudstone (C3, Fig. 6 & 7C). The upper part of the SQ evidences a benthic foraminifera packstone (C1), evolving to intertidal/supratidal facies (A1 to B4). SQ of 5a type are observed between 336 and 393 meters (11 occurrences; Fig. 3 & 6) while SQ of 5b type regularly occur from 590 to 1204 meters (80 occurrences).		Av. Th.: 3.6 m Freq.: 20 %
Type 6	This SQ (Fig. 6 & 7C) is identified between 750 and 1220 meters (Fig. 3 & 6). The middle part of the sequence is composed of Rudists bafflestones (D1). They are usually under- and overlain by a benthic foraminifera packstone (C1) (Fig. 6 & 7C), but can rest directly on intertidal to supratidal facies. Clusters are mainly made of radiolitic organisms. Thin pink to light-brown recrystallized intervals of several centimeters (A2), or moderately laminated wackestone/packstone (B2) mark the top of the SQ (Fig. 6). Other intertidal facies (B1, B3 and B4) were poorly recognized.		Av. Th.: 4.5 m Freq.: 2 %

Table 3.4: Small-scale sequences types (SQ-types) identified at the Llogara pass succession with associated description and representation. Average thickness and frequency of each SQ-type are indicated. See text for explanations. Abbreviations: TS, transgressive surface; MF, maximum flooding zone; SB, sequence boundary ; Av. Th., average thickness; Freq., frequency.

c. High-frequency sedimentary dynamic

Peritidal and peritidal–subtidal SQ reveal similar facies stacking patterns. A packstone containing benthic foraminifera (C1) is common at the basal part of the sequence, abruptly

overlying an intertidal to supratidal facies (A1 to B2; Fig. 3.27). This sharp transition corresponds to a transgressive surface (TS), a rapid environmental change interpreted in terms of transgression (Strasser et al. 1999; Simone et al. 2003; Overstreet et al. 2003; Spalluto 2012). Deposits bearing benthic foraminifera (C1) evolve upward to either intertidal deposits (B1 to B4) in the case of intertidal SQ (type 1, 2, 3 and 4) or to subtidal deposits (C2 to D1) in the case of subtidal sequences (type 6 & 7). In both cases it is difficult to define a maximum flooding surface (MFS) in the sense of Vail et al. (1977). We use the term, maximum flooding zone (MF; Strasser et al. 1999). This lies within the benthic foraminifera packstone (C1) for peritidal SQ and at the basal part of the deepest subtidal facies (C2 to D1) for peritidal to subtidal SQ (Table 3.4; Carannante et al. 2000; Ruberti 1997; Simone et al. 2003). Highstand deposits (HD) are recognized above the MF and the relatively deepest facies. Shoaling processes are involved in the deposition of bioclastic deposits (B3 & B4) related to the progradation of tidal flat deposits over adjacent shallow subtidal deposits (Overstreet et al. 2003; Spalluto 2012). Laminated facies (B1 & B2) commonly cap the SQ, sometimes associated with deposits attesting of subaerial exposures (A1 & A2; Bosence et al., 2000; 2009). An easily recognizable SQ boundary is present at the uppermost part of this cap (Fig. 3.27). Sediment accumulation between two consecutive caps is used as a proxy for accommodation. In this study, SQs document a general thickening related to involvement of subtidal facies (C2, C3 & D1; Table 3.4 & Fig. 3.28). This feature is not verified for the SQ type 4 that likely reflects higher frequency (or lower amplitude) relative sea-level changes (Table 3.4 & Fig. 3.27). Couplets of bioclastic grainstone (B3)/stromatolitic bindstone (B1) might therefore be considered as distinct SQs. However, a deepening or shallowing trend based on facies stacking of two distinct beds is highly uncertain. Extensive development of stromatolites could also relate to particular environmental conditions (salinity, nutrient availability). Some SQs (exclusively of type 5 & 6) are uncapped, implying that sedimentation did not keep pace with sea-level rise. This suggests the occurrence of subtidal cycles in the sense of Osleger (1991). On the basis of similar facies stacking patterns as those documented above, SQs document deepening–shallowing trends (Strasser et al. 2012). These generally comprise a thin or nil transgressive system tract (lag deposits) and a thicker highstand system tract (HD, Strasser et al. 1999).

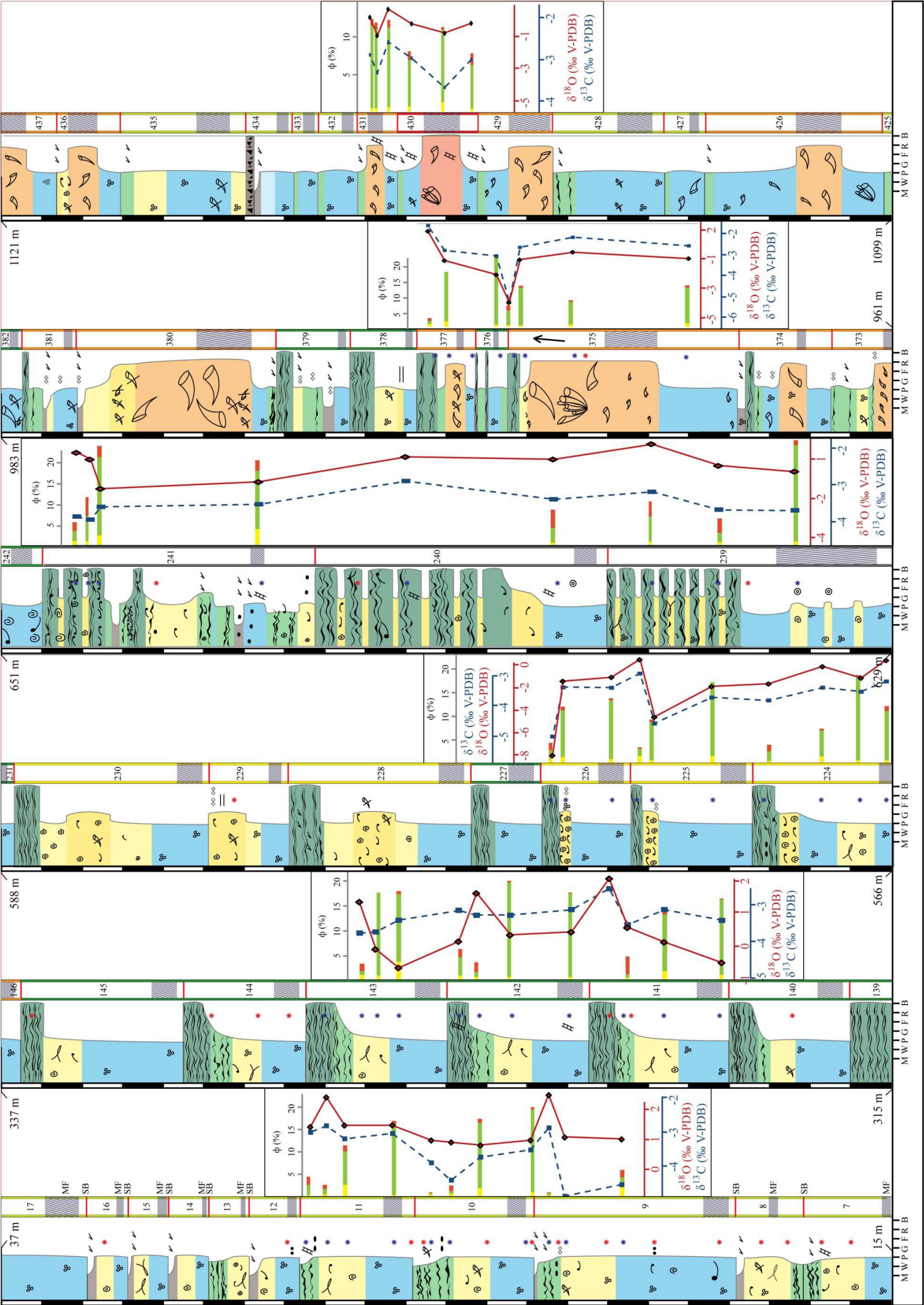


Figure 3.27: Staking pattern and facies evolution of six intervals, respectively from the left to the right: SQ 7-17; SQ 139-146; SQ 224-231; SQ 239-242; SQ 373-382 and SQ 426-437. Stable isotopes ($\delta^{13}\text{C}$ & $\delta^{18}\text{O}$) are displayed for the corresponding SQ. Facies and SQ colors, textures, facies elements and sedimentary structures, diagnostic surfaces and reservoir properties charts legends are explained in figure 3.24.

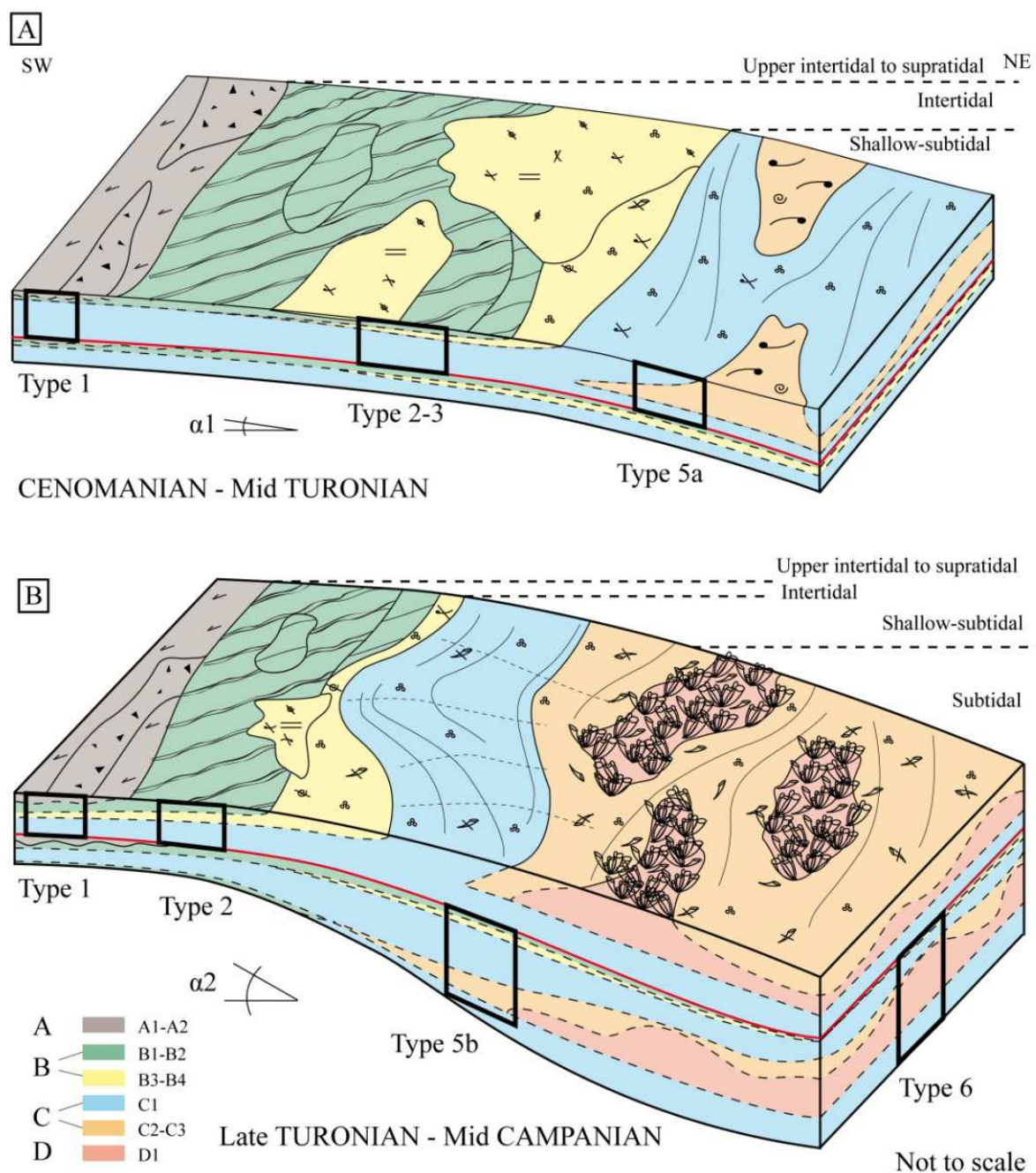


Figure 3.28: (A) Proposed facies model during the Cenomanian-Turonian period with associated SQ (black squares); (B) Proposed facies model during the Coniacian-Campanian period with associated SQ (black squares). The orientations of both profiles are given according to paleogeographic reconstructions of the peri-Adriatic region (Zappaterra 1994). Note that SQ of type 4 is not represented on the profile since it corresponds to high-frequency/lower amplitude variations of the relative sea-level base, see text for explanations.

4.3. Diagenesis and reservoir properties

We performed a detailed study of diagenetic features and reservoir properties based on samples from six intervals (indicated on Fig. 3.27), each corresponding to one type of SQ defined above.

a. Diagenesis

Petrographic observations

Petrographic observations document several phases of diagenesis. Small (<100 µm) rhombohedral molds of dolomite crystals scattered throughout the carbonate matrix (Figs. 3.29A & 3.30A) provide evidence for dolomitization. Small crystal sizes (<100 µm) and patchy distribution suggest an early diagenetic origin for dolomitization (Röhl & Strasser 1995; Strasser 1995). Early dolomitization is potentially related to the release of Mg^{2+} into pore water following algal and microbial organism decay (Koch et al. 1989). Dolomite rhombs occur in all facies, although in general the intertidal to supratidal facies (A1 to B4) display more extensive dolomitization.

There are three main groups of calcite cement: (1) acicular calcite cement rimming fossils and clasts (Fig. 3.29B), indicating early marine cementation (Flügel 2004); (2) blocky, pore-filling calcite cement displaying non-bright-dull luminescence, suggesting a meteoric to shallow burial origin (Barnaby & Rimstidt 1989; Röhl & Strasser 1995); and (3) blocky, pore-filling calcite cement with an almost uniformly dull luminescence (Fig. 3.29C), indicating a burial origin (Barnaby & Rimstidt 1989; Flügel 2004).

Dissolution vugs, partially or fully cemented with blocky calcite cement, are observed in all facies. In some cases these are partially filled with geopetal sediment infill and blocky calcite cement (Fig. 3.29D), indicating cementation post-dating sediment infill. Sparse bedding-parallel stylolites (BPS) are present. Stylolite amplitudes are small (~500 µm), indicating a rather limited chemical compaction (Flügel 2004).

Micrite particles at the tops of the SQ (B1 & B2; Fig. 3.30B) display evidence for aggrading neomorphism (Folk 1965), indicating a diagenetic influence. In general, aggrading neomorphism is attributed to the influence of meteoric fluids (Folk 1965; Flügel 2004). However, Lasemi & Sandberg (1984) and Munnecke et al. (1997) suggest that this process could also take place under marine diagenetic conditions. In this case, neomorphism is an early-developed product of mineralogical stabilization in marine-derived pore fluids (Moshier 1989). The presence of aragonite needle pits within the microsparite provides evidence for such marine neomorphism (Lasemi & Sandberg 1984; Munnecke et al. 1997). However, we observed no aragonite needle pits in any sample.

Stable Isotopes

Data from $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ isotope analysis are plotted in Figure 3.31. Carbon isotope values range from -8.05 to 2.52‰, with an average of -0.14‰. Oxygen isotope values range from -5.25 to -1.63‰, with an average of -3.41‰. The data are compared with ranges of unaltered marine $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ signatures of Upper Cretaceous carbonates (Veizer & Hoefs 1976; Jørgensen 1987; Swennen & Dusaar 1997; Frank & Arthur 1999; Jarvis et al. 2002; Fig. 3.31). Note that in general, the isotopic data do not plot within the range of unaltered marine Upper Cretaceous carbonates (Fig. 3.31). Two main trends can be identified: one extends towards depleted $\delta^{18}\text{O}$, but relatively constant $\delta^{13}\text{C}$. A second extends towards depleted $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ (Fig. 3.31). The former can be explained by the influence of $\delta^{13}\text{C}$ rock buffering and $\delta^{18}\text{O}$ -depleted meteoric fluids and/or precipitation at slightly increased temperature (Moore 2001). The depleted $\delta^{13}\text{C}$ is related to soil–gas CO_2 and soil formation processes (Moore 2001).

Isotopic profiles for each interval are plotted in Figure 3.27. The $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ profiles are generally very similar, a pattern that is often interpreted to record alteration in the marine–meteoric mixing zone (Allan & Matthews 1982). No clear relationship can be identified between isotopic signatures and the lithofacies (Figs. 3.27 & 3.31).

Paragenesis

We have derived a general paragenetic sequence based on petrographic and stable isotope results. Acicular cement (Fig. 3.29B) and contemporaneous dolomitization reflects an early marine phase (Fig. 3.29A). Dissolution vugs partially filled with geopetal sediment (Fig. 3.29D) indicate syn-sedimentary dissolution followed by renewed marine incursion. Remaining pore space is cemented with calcite cement. Petrographic observations and the positive correlation between bulk $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ signatures (Fig. 3.27) indicate a meteoric origin for the calcite cement, but it is not possible to establish the timing of the meteoric overprint. A burial phase is represented by a uniformly dull calcite cement (Fig. 3.29C) and bedding-parallel stylolites. Most of the petrographic and stable isotope features discussed above are identified in all six studied intervals. These intervals are distributed along the succession (Fig. 3.24), so we assume that they are representative of the entire succession. This is supported by the fact that no clear relationship could be established between facies and diagenesis.

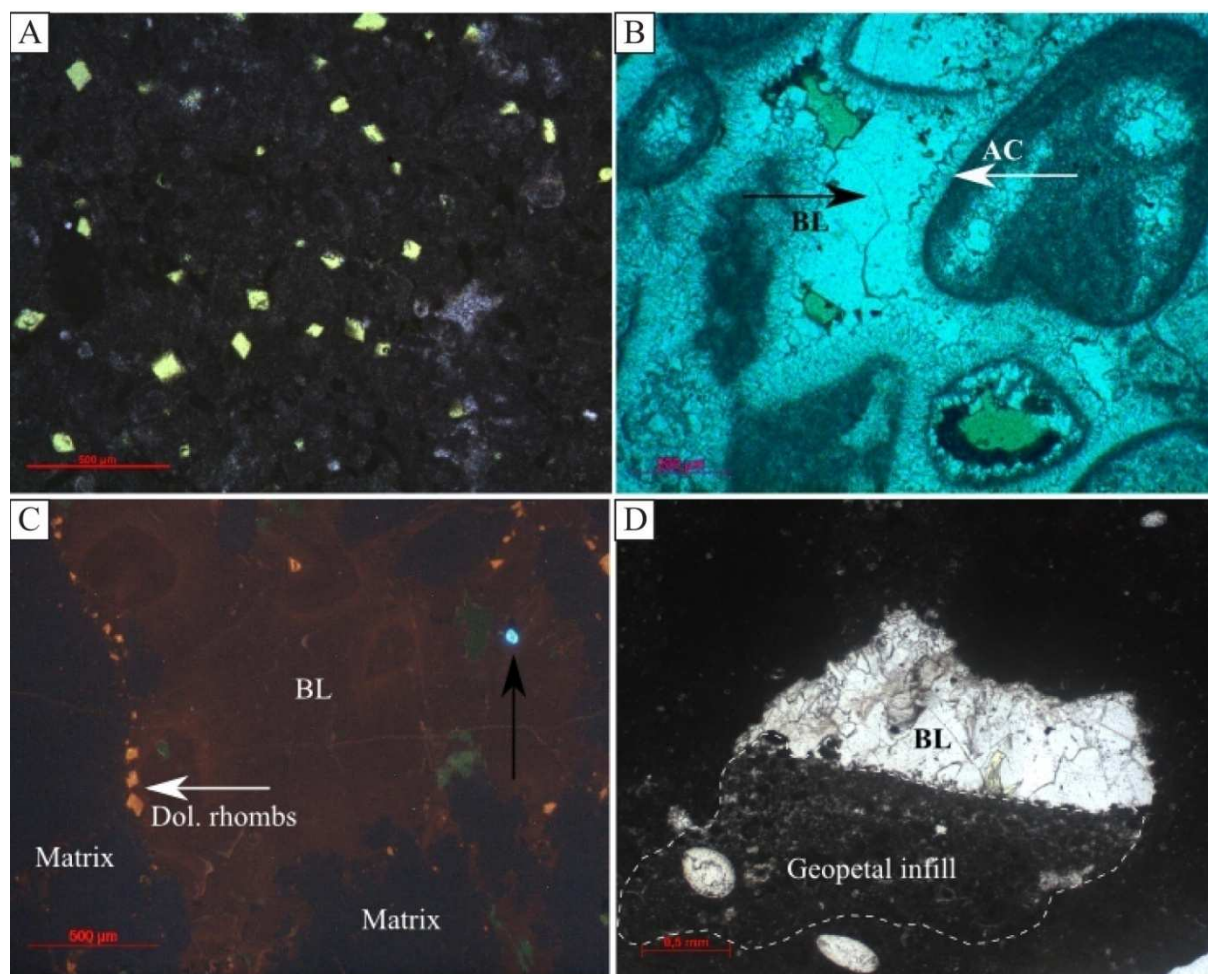


Figure 3.29: Petrographical observations: (A) Small (<100 μm), rhombohedral molds of dolomite scattered throughout the matrix; (B) Acicular calcite cement (AC, white arrow) rimming clasts and blocky, pore-filling calcite cement (BL, black arrow); (C) Blocky, pore-filling calcite cement (BL) with uniform dull luminescence, bright orange luminescent dolomite rhombs recrystallized to calcite and bright blue opaque mineral; (D) Dissolution vug partially filled with geopetal sediment infill and cemented with pore-filling, blocky calcite cement (BL).

b. Reservoir properties

Figure 3.30 displays facies minimum, maximum, and average porosities. Figure 3.27 shows porosity profiles for each interval. There is a clear trend of decreasing porosity towards the tops of SQs (Fig. 3.27), suggesting that porosity is reasonably predictable for each facies. Porosity is mainly of macropore B type, which corresponds to the intercrystalline porosity of the micritic matrix (Fig. 3.27).

PARTIE 3 - Chapitre 2 : Evolution sédimentaire de la Plateforme Apulienne durant le Crétacé Supérieur (Cénomanien – Campanien)

	Stromatolitic bindstone (B1)	Moderately laminated W/P (B2)	Bioclastic grainstone (B3)	Gastropod/ bivalve packstone (B4)	Benthic foraminifera packstone (C1)	Rudist floatstone to rudstone (C3)	Rudist bafflestone (D1)
☒AVG	5.3	4.04	11.59	12.94	14.22	13.33	12.1
☒MIN	2.82	2.46	10.05	2.62	4.33	8.89	12.1
☒MAX	12	5.12	13.13	20.84	23.66	18.39	12.1

Figure 3.30: Overview of average (ϕ AVG), minimum (ϕ MIN) and maximum (ϕ MAX) porosity (in %) for each facies. Abbreviations: W, wackestone and P, Packstone.

Two types of micritic matrix can be identified. The micritic matrix of the facies at the base of the SQs (commonly facies C1; Fig. 3.27) consisting of subrounded particles with relatively high intercrystalline porosity (macropore B; Fig. 3.30A).

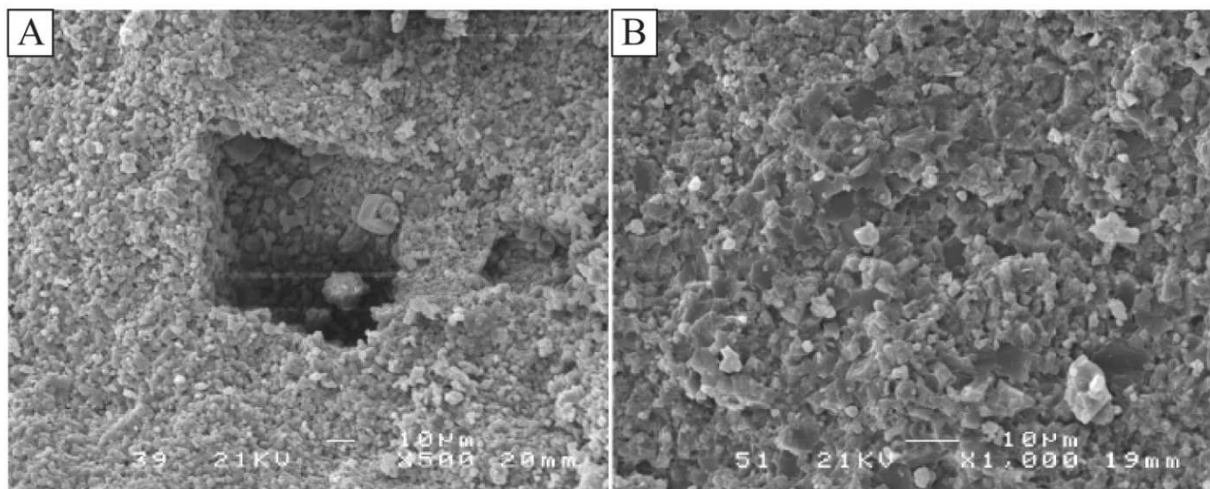


Figure 3.31: Scanning Electron Microscopy images: (A) Porous micrite consisting of subrounded micrite particles. Also note mold of rhombohedral dolomite rhomb; (B) Tight micrite consisting of fused micrite particles.

The matrix of the facies at the top, however, is more compact and particles are fused together, resulting in the destruction of macropore B whereby only mesopores remain (Fig. 3.30B). Using the classification of Deville de Periere (2011), the former can be classified as a porous matrix and the latter as a tight micrite. This difference in the micrite texture largely explains the trend of decreasing porosity towards the top of the SQs (Fig. 3.27).

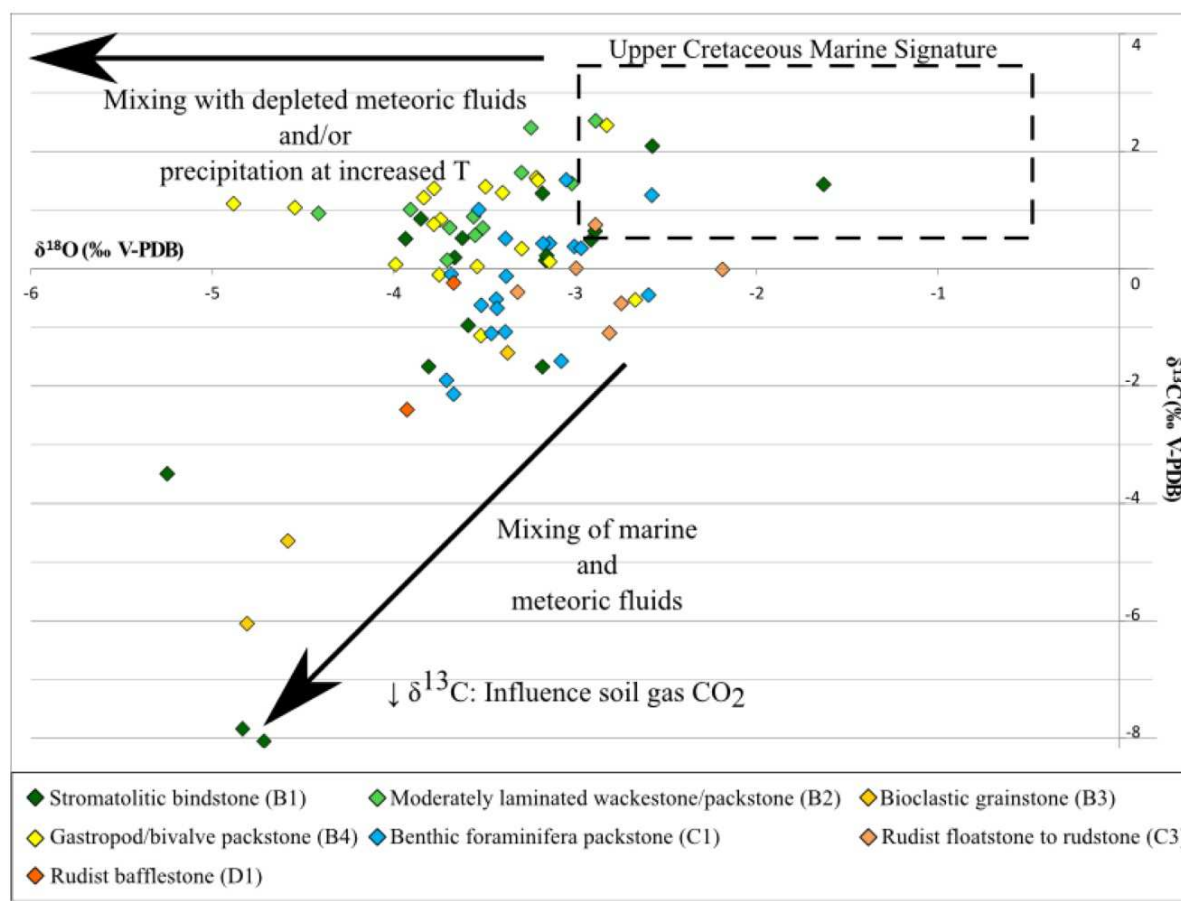


Figure 3.32: Results of the stable $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ isotope analysis. Unaltered upper Cretaceous marine signature is plotted (dashed box) and main trends are indicated.

4.4. Fischerplots and sedimentary evolution during the Late Cretaceous

a. Fischerplots

Figure 3.24 illustrates the 470 SQ identified within the Llogara succession. In Figure 3.32, Fischerplots are linked with a histogram showing SQ thicknesses. The histogram mainly evidences SQ types 1 and 2 from SQ 1 to SQ 216, with exception to SQ of type 5, grouped between SQ 146–162. SQ of type 3 and 4 are grouped in two narrow intervals, respectively SQ 217–230 and SQ 236–241 (Figs. 3.24 & 3.32). A diversification of the SQ types is apparent from SQ 216 with appearance of SQ of type 3 (Figs. 3.24 & 3.32). Alternations of distinct SQ types is apparent upwards from SQ 232, where repetitions of identical SQs do not exceed 10 (type 1, 250–260), whereas repetitions of 16, 29 or 34 identical SQs occur in the first part of the succession (SQ 1–232). While SQ of type 1, 2 and 3 regularly show smoothly increasing and/or decreasing high frequency trends (SQ 29–122; 176–189; 201–214; 216–227; 251–263; Fig. 3.32C), sequences of types 5 and 6 reveal less predictable thicknesses that often

correspond to sudden increases in sequence thickness (SQ 232; 264; 272; 349 & 399, among others; Fig. 3.32). This is also apparent from thickness dispersion of the SQ in the upper part of the succession, which is more pronounced than in the lower part (Fig. 3.32). SQ of type 4, 5, 6, (and, to a lesser extent, 3) represent greater thicknesses than SQ of type 1 or 2 (Fig. 3.28). This accounts for the major shift in the Fischerplots for specific SQ (SQ 232; 265; 275; 311–312; 348; 398; 467). Rudist-bearing sequences are distributed from SQ 232, while Chondrodonta/Nerinea-bearing sequences (SQ of type 5a) are grouped between SQ 146 to 162 (Fig. 3.32). These sequences (type 5 & 6) represent 22% of the sequences along the succession, but reach 41% of occurrences starting at SQ 232. In the upper part of the succession (SQ 232–470), SQ of type 5 or 6 are regularly coupled with SQ of type 1 and/or 2 that indicate a decreasing thickness trend (Fig. 3.32). This is particularly apparent for SQ 315 to 324 (See also SQ 265–268; 276–278; 280–284; 305–309). For the rudist-dominated SQ (type 5b & 6), decreasing thickness trends are also noticeable from major shifts (SQ 232–260; 265–309; 311–324; 349–393; 398–433), resulting in an increasing–decreasing trend in accommodation evident from the Fischerplots (Fig. 3.32). Local incoherence is associated with an increase in accommodation trend suggested by SQ of Type 4 (SQ 236–241) which likely reflects high frequency relative sea-level changes of lower amplitude, and would ideally show a strong decrease of the accommodation (Fig. 3.32). Both increasing–decreasing and decreasing thickness trends in SQ are noticeable at different scales. They induce high- and low-frequency changes in accommodation (respectively medium-scale sequences, not represented, and large-scale sequences) expressed by variations of the Fischerplots.

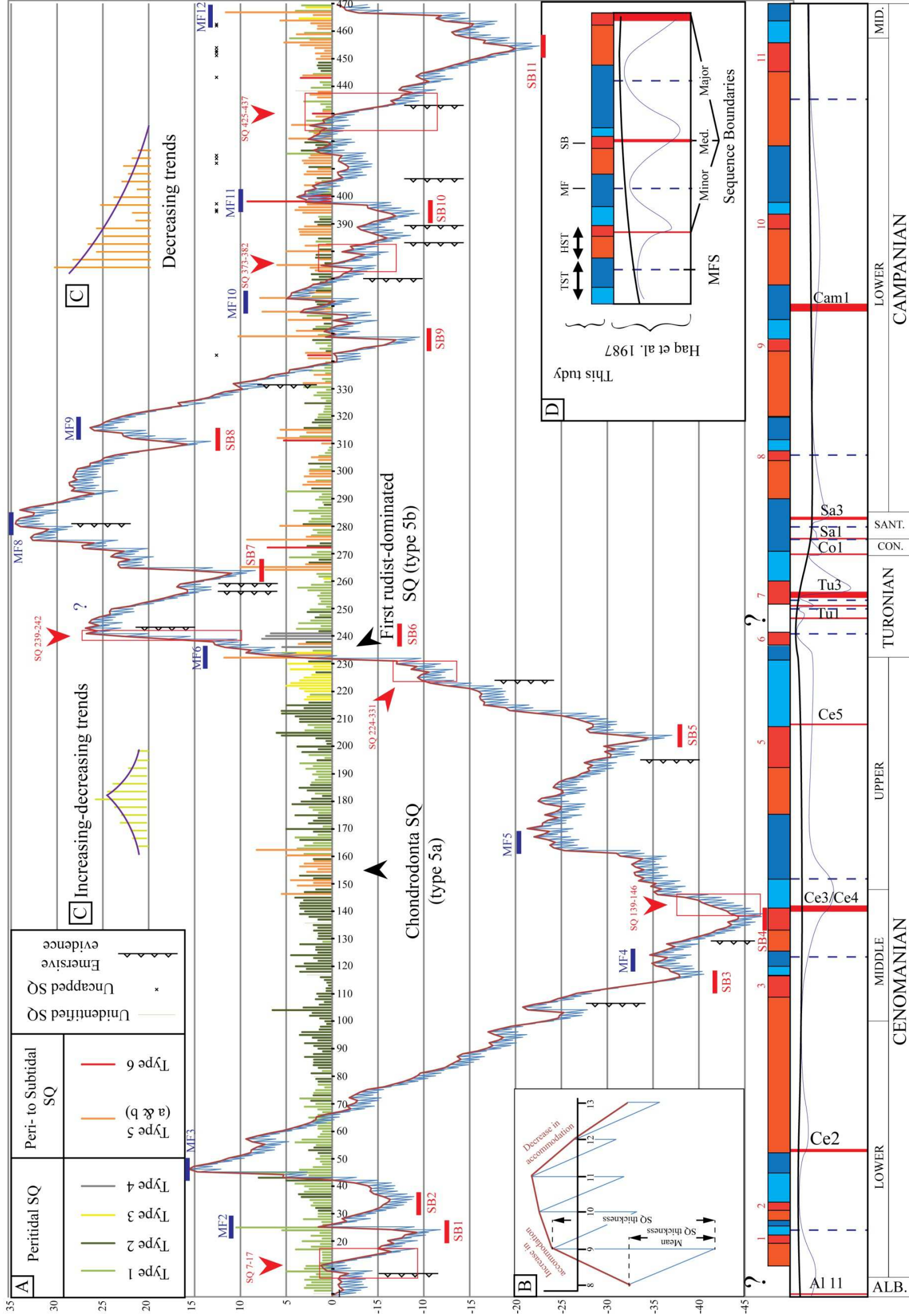


Figure 3-33: Fischerplots of the Llogara succession showing cumulative departure from mean SQ thickness as a function of SQ number. The histogram plot shows the thickness of each corresponding SQ and associated type of SQ. A) Color code for peritidal and peri- to subtidal SQ; B) Portion of Fischerplot (SQ 8-13) enlarged. Thin vertical blue lines are individual SQ thicknesses. Interpretative increase and decrease in accommodation is shown by thick line sloping up to the right and down to the right, respectively; C) Schematic increasing-decreasing trends suggested by SQ 1-232 and SQ 232-470; D) Representation of the short- and long-term eustatic curves and sequence boundaries of the European Basins (Hardenbol et al. 1998, modified). The stratigraphic chart is established from biostratigraphic analysis (Fig. 3-24). Red squares indicate intervals detailed in figure 3-36. Abbreviations: TST, transgressive system tract; HST, highstand system tract; MF, maximum flooding zone; SB, sequence boundary zone; MFS, maximum flooding surface; CON., Coniacian; SANT., Santonian.

b. Sedimentary evolution

Our Fischerplots documents two distinct decreasing trends for the Latest Albian–Early Cenomanian. We identify two periods of low accommodation and two transgressive picks (MF2 & MF3) during this interval (Fig. 3.33), leading us to define two large sequences (LS2 & LS3). The paucity of emersive horizons does not allow correlation with the Albian–Cenomanian unconformities described in Bosellini et al. (1993, 1999).

We define three large-scale sequences during the Middle to Late Cenomanian (LS4 to LS6). One horizon reveals a clear incursion in the subtidal domain, with Chondrodonta-dominated deposits (Figs. 3.24, 3.26E & 3.33). The similarity of associated facies with the ‘*Sannicandro* level’ in Italy and in southern Croatia (Husinec & Jelaska 2006; Spalluto & Caffau 2010; Spalluto 2012) strongly suggests a synchronicity of sedimentation on both the Apulian and Adriatic platform at this time. The settling of Chondrodonta-dominated SQ is likely influenced by the major Ce5 eustatic event (Fig. 3.33), mentioned by Spalluto et al. (2012). The homogeneity of SQ type (mainly types 1 & 2; Figs. 3.24 & 3.33) during the Late Albian–Late Cenomanian and the restricted range of facies (mainly A1 to C1) suggest a monotonous flat-topped platform sedimentation in Llogara with depositional environments restricted to supratidal to shallow subtidal (lagoonal) settings (Figs. 3.24 & 3.33). The increasing–decreasing trends in thickness documented by bundles of 10 to 20 SQs (Fig. 3.33C) during the Cenomanian suggest cyclic fluctuations potentially reflecting eustatic sea-level variations. The general increase in accommodation space documented during the Cenomanian–Turonian transition, which culminates with SQ 232–233 (MF6), possibly corresponds with a period of enhanced sea-level rise and platform drowning all over the world (Haq et al. 1987; Schlager & Philip 1990; Bosellini et al. 1999). The latter event would precede a period of relative sea-level fall, manifested in Llogara by stromatolites-bioclastic SQs of type 4 (SQ 236–241, SB6; Fig. 3.27) and in the Gargano and Murges areas by the so-called Turonian bauxites, induced by a foreland-type arching (Cloetingh 1988; Mindszenty et al. 1995). Note that this emersive event is not reported in the Apulian-related successions studied in Greece (Karakitsios & Rigakis 2007; Di Carlo et al. 2010). The overall trends shown in the Fischerplots from Middle to Upper Cenomanian accurately match the Ce3/Ce4, Ce5 eustatic events and sequence boundaries established by Hardenbol et al. (1998). This evolution suggests that the sedimentary succession of the Llogara pass records an allocyclic signal. The Turonian period does not allow an accurate comparison with global sea-level variations. The lack of well-defined SQs (i.e. SQ of type 4; Fig. 3.27) and relative time-control warrants a cautious interpretation of available information. However, low preservation rates (Fig. 3.34) and the dominance of intertidal to supratidal deposits (SQ of type 4; Fig. 3.33) suggest low sedimentation rates.

Few occurrences of rudist-dominated sequences (type 5b, 6) are noticeable within the earliest Turonian (SQ 232–233 & 237; MF6). Most are associated with the Late Turonian/Coniacian upward, attesting to an opening of the carbonate system towards subtidal conditions. On the Apulian platform, this “retreat” of the system (Bosellini et al. 1999) is related to progressive settling of Senonian rudists onto the emersive Turonian discontinuity (Borgomano 1987, 2000; Mindszenty 1995; Hairabian 2015). However, important changes of abiotic parameters (temperature, salinity, nutrient availability) could also explain a sudden rudist development. Rudist-dominated sequences observed in Llogara are similar to those described in the Senonian successions on the Apulian/Campano Luciana platforms (Ruberti 1993; Carannante et al. 1998; 2003) as well as on the Adriatic/Kruja platforms (Peza 1992; Moro et al. 2002; Heba & Prichonnet 2006; Heba et al. 2009). From the Early Turonian onwards, small-scale sequences (particularly SQ of types 5 & 6) appear into bundles of 40–50 individuals that define abrupt positive and negative slopes in Fischerplots, interpreted in terms of large-scale sequences (SL8 to SL11; Fig. 3.33). This suggests repetitive and sudden rise of relative sea-level, conditions that are favorable to rudist development. Fischerplot variations do not correspond closely to global eustatic sea-level variations (Hardenbol et al. 1998); tectonic pulses are an alternative option for these accommodation variations. Alternation of intertidal and intertidal–subtidal SQs during the Coniacian–Campanian suggests increasingly pronounced rising of the sea-level and/or a modification of the depositional profile. The latter could potentially involve morphological changes from a flat-topped platform to a ramp-like depositional model, conducive to rudist development (Carannante et al. 2000; Simone et al. 2003; Fig. 3.28). An additional survey towards the distal part of the depositional system could clarify this issue.

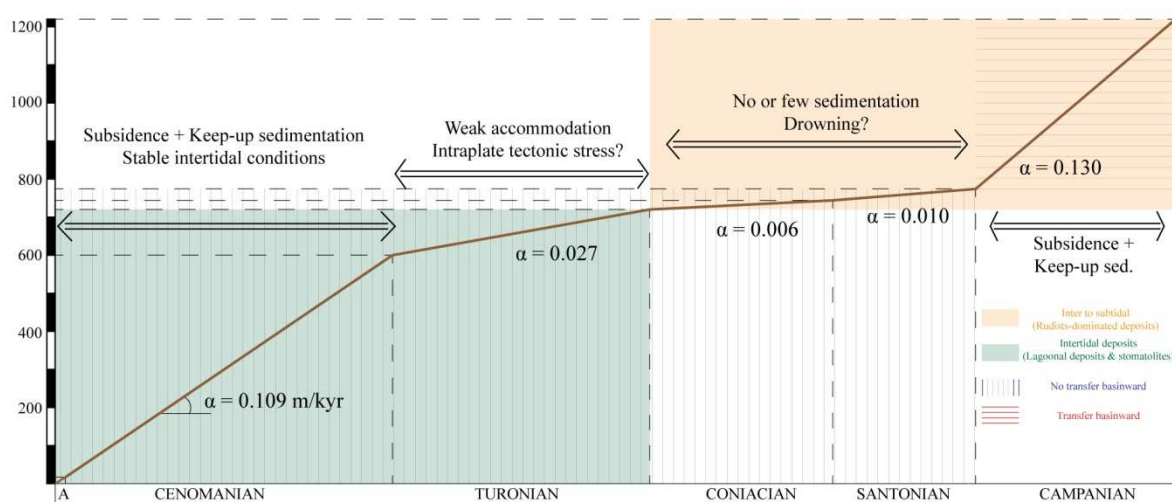


Figure 3.34: Average sediment preservation rates calculated for the Upper Cretaceous succession of Llogara (rates are indicated in meters per 1000 years).

Of particular interest is the low amount of sediment accumulated during the Coniacian–Santonian period. Most of the SQs are peritidal to subtidal and only weak evidence for emersive features is observed (i.e. facies A1), so an emersive sedimentary hiatus is unlikely. The OAE2 and OAE3 events, respectively Cenomanian-Turonian and Coniacian-Santonian in age (Arthur & Schlanger 1979; Jenkyns 1980, 1991; Bralower et al. 1994), have been recognized on the Apulian platform (Bosellini et al. 1999) as well as in the Ionian Basin in Greece (Skourtsis-Coroneou et al. 1995; Karakitsios 2013). These events may be involved in a downturn of sedimentation, although no evidence for marls or organic-carbon-rich black shales has been recognized in the field. Four sequences are identified from the Upper Turonian to Middle Campanian (SL8 to SL11), while only two eustatic peaks were reported in Hardenbol et al. (1998), suggesting another signal superimposed on global sea-level variations.

5. Discussion

5.1. Signature of the small-scale sequences

Small-scale sequences represent repetitive and specific facies stacking within the Llogara succession. Shallow-subtidal to subtidal facies are progressively overprinted by intertidal to supratidal caps bounding almost every sequence and commonly associated with microbial laminations. Small-scale sequences recognized in the Murges (Spalluto 2012) show very similar patterns. Subtidal and peritidal sequences also were identified. Both show a shallowing upward trend that ends up with deposits related to restricted environmental conditions (intertidal to supratidal deposits). Spalluto (2012) documented a peritidal sequence capped by paleosoil. This has not been identified in the Llogara succession, so as a 20-meter thick layer of solution-collapse breccias, pointing to prolonged subaerial exposure in the Murge area during the Early Cenomanian (Spalluto 2012). Some small-scale facies patterns documented in the Gargano area (Borgomano 2000) are likely similar to those observed in Llogara. Among these, algal-mud banks and elevator-rudist banks reflect analogous settings. However, inner platform tidal channels or outer platform cross-bedded bioclastic sands and lobes (Borgomano 2000) were not recognized in Llogara.

Llogara succession SQs contain little evidence for specific diagenetic processes, and therefore cannot be used for identification of distinct diagenetic processes at the sequence scale. Evidence for emersion exists (i.e., meteoric cementation), but cannot be linked to the tops of SQs. This suggests a diachronous superposition of facies sequences (SQ) and diagenetic history. Petrographic and geochemical characteristics of the SQs are likely influenced by

sequence boundaries of greater significance characterized by extensive alteration (Railsback et al. 2003). It is difficult to identify major sequence boundaries within the Llogara succession from the existing geochemical dataset, and would ideally require a focus on major boundaries identified elsewhere in the peri-Adriatic region. In this perspective, an extensive geochemical investigation of two particular intervals described by many as long-lasting subaerial exposures in the region would be interesting: 1) the Turonian interval (Borgomano 1987, 2000; Mindszenty et al. 1995; Bosellini et al. 1999) corresponding to SB6-SB7 in Llogara (Fig. 3.33) and 2) the Middle/Upper Campanian interval (Eberli et al. 1993; Borgomano 2000; Jarvis et al. 2002; Steuber et al. 2005; Schlüter et al. 2008; Heba et al. 2009; Korbar et al. 2009; Brlek et al. 2012) corresponding to SB11 in Llogara (Fig. 3.33).

Micrite neomorphism and intense early dolomitization, preferentially observed at the tops of SQs, are of particular interest in terms of diagenetic processes occurring at the sequence scale (Strasser et al. 1995). These criteria point toward syn-depositional processes. The distribution of macropore B (10-15µm), the main contributor to the porous network, is extensively controlled by the type of matrix, which in turn is facies-dependent (Fig. 3.27). High frequency successions of porous facies and nearly impermeable facies (intertidal to supratidal caps) with fused matrix explain porosity reduction towards the tops of the small-scale sequences (Fig. 3.27). This characteristic shows how facies distribution plays an important role in the reservoir potential of cyclic carbonate platform successions (Lambert et al. 2006).

5.2. High-frequency sedimentary dynamics

The definition of small-scale sequences contributes to precisely describe the Llogara carbonate stack. A systematic description of the facies stacking pattern allows identification of rapid environmental changes at the sequence scale (Strasser et al. 1999; Hofmann et al. 2004) and the high-frequency dynamic of the platform system (deepening–shallowing trends). Some authors (Grelaud et al. 2014) consider that SQ of type 5 & 6 (Subtidal SQ group) may accumulate in a transgressive trend, arguing that sedimentation immediately keeps pace with the rise of sea level and successively accumulates microbialites, followed upward by lagoonal deposits and open subtidal facies (rudistic facies). This “opening upward” trend could be convenient for explaining a general transgressive trend associated with the settling of rudist deposits from the Late Turonian (Fig. 3.33). However, this implies a sudden fall in sea-level (rather than a rise) and a non-record of highstand system tract. This interpretation is unlikely since ephemeral exposures would have been associated with bauxites, soil-like blankets and other karstification features characteristic of humid tropical

to subtropical conditions as reported in time equivalent deposits (D'Argenio 1970; Bardossy et al. 1977; D'Argenio & Mindszenty 1992; Mindszenty et al. 1995).

5.3. Limitations & perspectives

Accurate dating is of key importance in identifying controlling processes on platform sedimentation. Controlling processes may be identified through comparison of temporally well-constrained successions with data from orbitally-driven Milankovitch cycles (Strasser et al. 1999; Colombié et al. 2014a,b). Detailed biozonation within the Llogara pass succession (Fig. 3.24) is in agreement with data from biostratigraphic studies on the Apulian platform (i.e. the Gargano & Murge area in Italy), but does not provide absolute time constraints. We collected strontium isotope data for use in radiometric dating (Le Goff et al. 2015). However, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values for bulk and rudist samples are influenced by late diagenetic processes, so ages derived from LOWESS (Howarth et al. 1997; McArthur et al. 2001) are strongly incompatible with the biostratigraphic framework (Table 3.2, Fig. 3.24).

High-resolution analysis is insufficient for determining possible links between sedimentation and orbitally driven cycles. However, following characteristics can help deciphering the relative influence of allocyclic versus autocyclic processes on carbonate sedimentation. The Apulian platform covered a large part of the peri-Adriatic realm during the Late Cretaceous. Evidence for its wide extent includes limestone beds continuous at kilometer scale, with no lateral thickness variations or mounds, channels or tidal bars that might relate to migrating tidal flat islands and banks (Pratt & James 1986). The correspondence of Fischerplot trends (Fig. 3.33) with the chronostratigraphic chart of European Basins (Hardenbol et al. 1998) for the Middle to Late Cenomanian points toward an allocyclic control during this period, so as the recognition in Llogara of the “*Sannicandro* level” described in the Murges area. However, there is no bundling of sequences of 1:4:5 type in the Llogara succession that represents orbital control (as suggested in Goldhammer et al. 1990; Laya et al., 2013; Colombié et al. 2014a). Spectral data (Hinnov & Goldhammer 1991) would certainly bring accurate precisions for this issue.

5.4. Sedimentary evolution during the Late Cretaceous

The accumulation of a 1000-meter-thick carbonate pile during the Late Cretaceous over the peri-Adriatic region (including the Murge & Gargano areas) implies that subsidence played an important role in sediment preservation (Strasser & Samankassou 2003) in a passive margin context (Mindszenty et al. 1995; Robertson & Shalloo 2000). Extensive intertidal to

supratidal Turonian deposits do not show evidence for long-lasting exposure, as do similar deposits in Italy (i.e., bauxites, terra rossa, solution collapse breccias; Borgomano 2000; Spalluto, 2012). The high average preservation rates documented in Llogara (without additional correction for compaction effects or potential hiatuses; Fig. 3.34) suggest that subsidence was important during the Late Cretaceous (0.05–0.1 m/kyr for mature passive margins; Grotzinger 1986). The evolution of preservation rates during the Turonian–Santonian points towards sedimentation slow-down during this period, since no sediment originating from the Apulian platform has been found in the adjacent Ionian Basin in Albania (Le Goff et al. 2015). A clear evolution from peritidal dominated to subtidal dominated settings is attested from the Coniacian with the appearance of rudist SQs (Fig. 3.33). We propose a morphological change of the Apulian platform at the beginning of the Senonian responsible for this sedimentary evolution. Small-scale intertidal sequences are a common feature of flat-topped carbonate platforms (Strasser 1991; Spalluto et al., 2012). These are recognized over the entire Apulian platform during the Cenomanian. On the other hand, rudist organisms develop in open-shelf settings (Simone et al. 2003) and are associated with sedimentation on the adjacent slope apron. A drastic change from a stable, flat-topped platform during the Cenomanian–Turonian towards a more pronounced slope and increasing tectonic activity beginning in the Early Campanian are the most likely factors that could explain 1) the absence of re-sedimentation in the adjacent Ionian Basin during Cenomanian–Santonian, and 2) a sudden increase of sediment shedding beginning in the Early Campanian (Fig. 3.34; Rubert et al. 2012; Le Goff et al. 2015).

6. Conclusions

Conformable and thick (1220 meters) Upper Cretaceous carbonates in the Llogara pass broadly correspond to a neritic environment, where intertidal to subtidal deposition was sporadically replaced by surface exposure. We have identified ten distinct facies that display similarities to contemporaneous Tethyan-realm deposits, particularly those within neighboring Adriatic and Apulian-related successions. The facies take the form of small-scale sequences that reflect high-frequency/low amplitude variations of relative sea-level. We performed a diagenetic study on small-scale sequences displaying distinct sedimentological and diagenetic signals. We have interpreted the nature and thickness of the sequences in terms of sedimentation evolution from the Latest Albian/Cenomanian to the Middle Campanian. Four sedimentological phases can be highlighted. i) The Cenomanian is characterized by a monotonous stacking of intertidal small-scale sequences represented by broad microbial laminations and lagoonal deposits. The upward deepening–shallowing trend

of the sequences and their evolution in terms of nature and thickness (proxy of accommodation) suggest that sedimentation kept pace with global sea-level variations in a subsiding context. ii) The Turonian period corresponds with a major change in sedimentation dynamics. Thick rudist-dominated sequences reflecting open-shelf influence are subsequently overlain by intertidal facies (stromatolites). These poorly expose any cyclicity and result from low accommodation rates. A tectonic control over sedimentation in the peri-Adriatic region, responsible during this period of bauxite development in other parts of the Apulian platform, is the likely reason for this sudden decrease in accommodation space. iii) The Coniacian–Santonian period corresponds with re-flooding of the platform. A rudist-dominated system developed in Llogara, likely generated by morphological changes of the platform. iv) A highly productive rudist-dominated shelf was fully functional by the beginning of the Campanian. This results in a massive sediment shedding basinward by means of a tectonically controlled platform edge.

Acknowledgments

We are grateful to R. Ellam (SUERC, UK) and K. Latruwe (Ghent University, Belgium) for help with strontium analysis. Thanks to M. Joachimski (university of Erlangen, Germany) for performing stable C and O isotopic analyses. S. Fowler is gratefully acknowledged for English proof. Thanks also to the masters students who worked on this project: B. Grenier, C. Ortega and M. Fabre.

Chapitre 3 : Evolution sédimentaire de la Plateforme Apulienne durant le Campanien Supérieur – Maastrichtien

Ce chapitre reprend l'intégralité d'un manuscrit en cours d'élaboration intitulé "*New insights on the tectonic dismantling of the Apulian Platform during the Early Maastrichtian (Karaburuni Peninsula, Albania)*". Le premier objectif associé à la rédaction de cet article est la description de la partie sommitale de la coupe de Llogara, qui présente des caractéristiques de sédimentation singulièrement différentes de la cyclicité observée durant la période Cénomaniens – Campaniens. Cette singularité est illustrée par des évidences de déstabilisations syn-sédimentaires en domaine de plateforme durant le Campanien Moyen / Supérieur à Maastrichtien. Le second objectif est de révéler la significativité de ces déstabilisations à l'échelle régionale : i) d'une part dans la région des Murges, où des déstabilisations similaires sont identifiées au Campanien - Maastrichtien, et diversement interprétées (Spalluto et al., 2007 ; Mastrogiacomo et al., 2012) ; ii) d'autre part dans le Bassin Ionien, où la re-sédimentation est directement influencée par ces déstabilisations de la marge Apulienne.

New insights on the tectonic dismantling of the Apulian Platform during the Upper Campanian - Early Maastrichtian (Karaburuni Peninsula, Albania)

Abstract

In the south-eastern part of Albania, the Karaburuni peninsula exposes an Upper Cretaceous succession related to the Apulian carbonate platform. The uppermost part of the succession reveals prominent soft-sediment deformations inserted in well-bedded sedimentary layers. Macro- and microfacies analysis revealed microbreccias, fenestral mudstones, stromatolites and bioclastic packstones mainly composing the deposits, pointing to shallow-subtidal depositional conditions. Three individual levels are evidenced, varying in thickness from 8 to more than 100 meters. They show heavy reworking features attesting plastic and brittle deformations and showing lateral evolution along the slope profile. Dating is based on biostratigraphy relying on benthic foraminifera and chronostratigraphic data using strontium isotopes. Both timing of deposition and syn-sedimentary structures are consistent with tectonic triggers affecting the eastern edge of the Apulian Platform during the Upper Campanian – Lower Maastrichtian. This paper aims to bring new evidence for the tectonic dismantling of the Platform during the Upper Campanian – Lower Maastrichtian Cretaceous, resulting in massive slump triggers in the adjacent Ionian Basin.

Keywords: Slump, Apulian Platform, tectonic, Upper Cretaceous, Albania

1. Introduction

Controversially identified as a part of the African promontory (Channell et al., 1979) or an isolated micro-continent (Zappaterra, 1994), the Upper Cretaceous Apulian platform is an extended paleogeographical entity mainly made up by well-bedded peritidal to shallow-subtidal limestones (Mindszenty, 1995). This monotonous sedimentation is interrupted several times during the Upper Cretaceous. In the Murge area (Italy) soft-sediment deformations were evidenced within a peritidal-dominated succession pointing to inner-platform setting. Inserted in a regularly bedded pattern, these chaotic levels are accepted as tectonically-triggered slumps. Their setting during Lower Maastrichtian is commonly interpreted as a response to the creation of intraplatform basins on the Apulian Platform (Spalluto et al., 2007; Mastrogiacomo et al., 2012). This paper aims to evidence whether similar syn-sedimentary features observed in Albania can be link to those observed in the Murge area, and be consistent with regional allogenic tectonic effects. It also evidences the response of these destabilization events in the adjacent Ionian Basin outcropping in Albania.

2. Geological Context

Integrated in the Albanian thin-skinned fold and thrust belt (Swennen et al., 2000, 2003, Rubert et al., 2012), the Sazani Zone (or pre-Apulian Zone, Renz, 1940; Aubouin, 1959) outcrops at the western coast of Albania, on the Karaburuni Peninsula. The latter forms a five-kilometer-wide strip of land extending on 40 kilometers from North to South and widely exposing the Cretaceous succession dipping to the west (Fig. 3.35). To the east, this litho-tectonic zone is limited by a major fault that evidences overthrusting by basinal deposits of the Ionian Zone (Fig. 3.35). Previous investigations focused on well-bedded, cyclic peritidal and shallow-subtidal limestones outcropping along the Llogara pass and revealing Cenomanian to Campanian ages (Le Goff et al., submitted). The present study focuses on the uppermost part of the Upper Cretaceous succession.

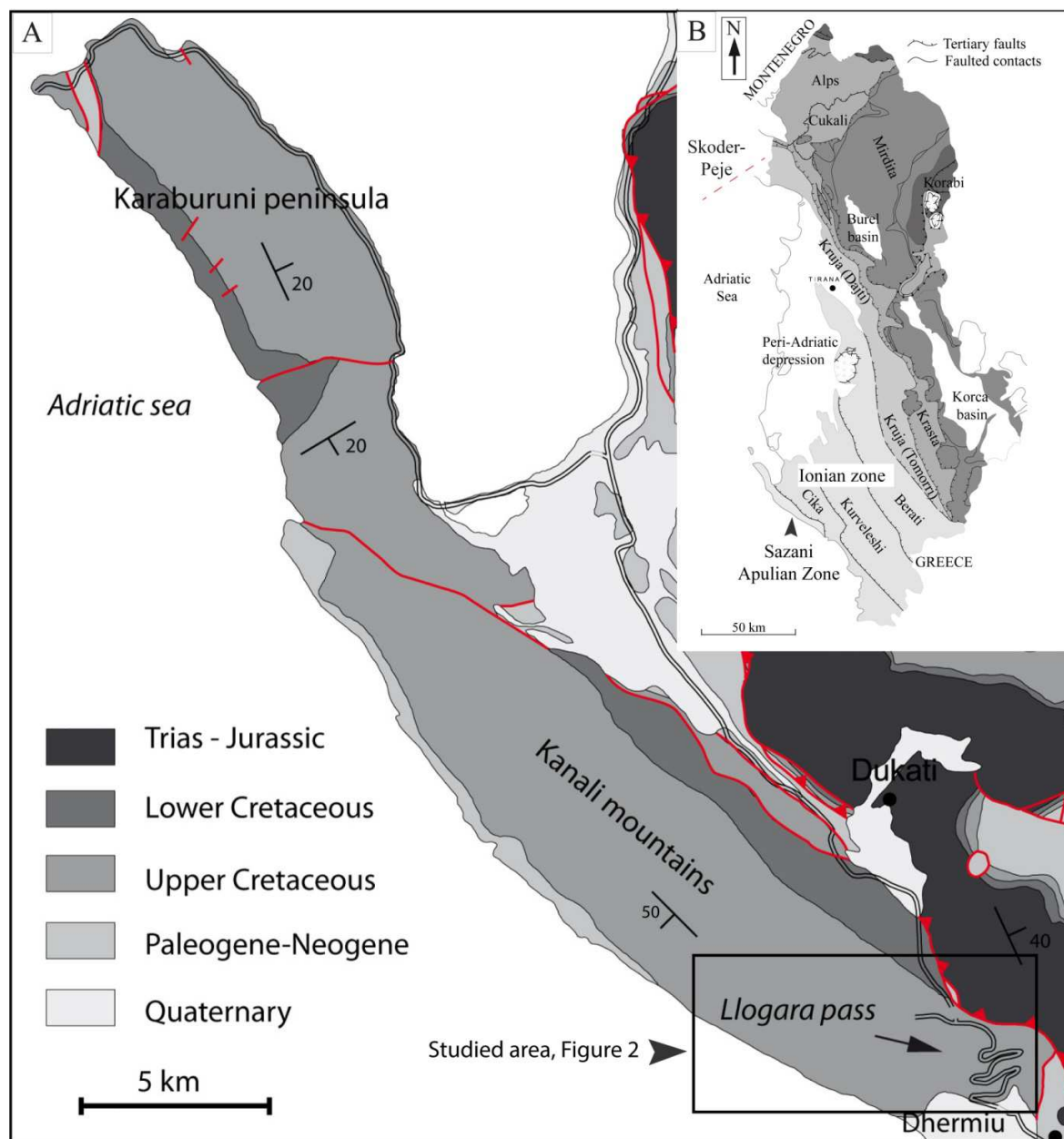


Figure 3.35: Geological context (A) Simplified geologic map of the study area, with location of the study area, modified from Moisiu & Gurabardhi (2004). (B) Simplified litho-tectonic map of Albania, with indication of the location of the Sazani Apulian zone, modified after Moisiu & Gurabardhi (2004) and Rubert et al. (2012).

3. Methodology

For this study, one section is represented that has been logged at a centimeter-scale and regularly sampled (40 samples). Seven individual units were defined according to their well-bedded or chaotic layout and mapped on the entire study area. Outcrop descriptions focused on textural characteristics using the Dunham (1962), sedimentary features and bio-elements. Particular attention was attached to the description of soft-sedimentary deformation

structures regarding three peculiar levels. Microscopic analysis brought precisions related to the benthic fauna. The determination of benthic foraminifera helped unraveling the biostratigraphic framework of the succession, using the Fleury (1980) biozonation for the Upper Cretaceous.

The Rb-Sr analyses were performed by Dr. Hamdy El Desouky at the Department of Analytical Chemistry, Ghent University (Belgium). Carbonate powders were weighed and dissolved in 6 M HCl on a hotplate. The digests were subsequently evaporated to dryness and redissolved in 7 M HNO₃. The Rb and Sr concentrations were determined using a quadrupole-based Perkin-Elmer SCIEX Elan 6000 ICP-MS instrument using external calibration combined with Y as an internal standard. The ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr ratios were calculated following the procedures described by Vanhaecke et al. (1999). Sr was isolated from the sample matrix using a Sr specTM resin, following the isolation procedure of De Muynck et al. (2009). Sr isotopic measurements were performed using a Thermo Scientific Neptune MC-ICP-MS instrument. The intensities obtained for ⁸³Kr and ⁸⁵Rb were used to correct for the Kr and Rb interferences. The Sr isotope ratios were normalized to the accepted ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr ratio of 0.1194. Samples were also normalized to the value of 0.710248 for NIST 987. Blank Sr signals were negligible compared to the Sr intensities encountered for samples and standards. Repeated analyses of the NIST SRM 987 SrCO₃ over the duration of this study yielded an average ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratio of 0.710286 ± 0.000025 (n = 36), in well agreement with the accepted ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratio of 0.710248 for this material (Thirlwall, 1991).

4. Results

4.1. Tectono-sedimentary features

In the following section, seven units defined on the Karaburun Peninsula (Fig. 3.36) are individually described in terms of sedimentary observations and geometry. Outstanding features of the syn-sedimentary deformations are presented in figure 3.37, while precise sedimentary information is provided in figure 3.38.

a. Unit B1

The exhaustive description of the Unit B1 is out of the focus of this research article. A dedicated work (Le Goff et al., submitted) achieved in the Llogara pass (Fig. 3.35) proposes a detailed review of this regular stacking of 1220 meters of intertidal (stromatolites and restricted lagoonal) and shallow-subtidal deposits (Rudist-dominated). These deposits are

organized in “small-scale sequences” attesting of high frequency/low amplitude variations of the sea-level (Le Goff et al., submitted).

Sedimentary observations: The uppermost part of this unit B1 is hereby described (Fig. 3.38). Meter-thick bioclastic packstone layers compose the sedimentary record from 1300 to 1305.3 meters, where rudist fragments abound. A thinning upward trend of the size of the elements is commonly evidenced. Microscopic observations in thin sections revealed centimeter-like Rudist fragments, usually rounded or sub-rounded, associated with other undifferentiated bioclasts. *Dicyclina schlumbergeri* attesting a Campanian-Maastrichtian age was evidenced associated with miliolidae and *Thaumatoporella parvovesicularifera*. From 1305.3 to 1310 meters (Fig. 3.38), the sedimentary record reveals meter-scale packstone layers composed of benthic foraminifera in a micritic matrix. Birdeyes-type vugs are present at the top of the layers, while the uppermost layer additionally exposes a 20 centimeter-thick interval made up with microbreccia.

Geometry: This unit displays a regular pattern on the Kraburuni Peninsula, exposing Cenomanian to Middle – Upper Campanian deposits and dipping westward. To the east, it is abruptly interrupted eastward by a major fault (Fig. 3.36).

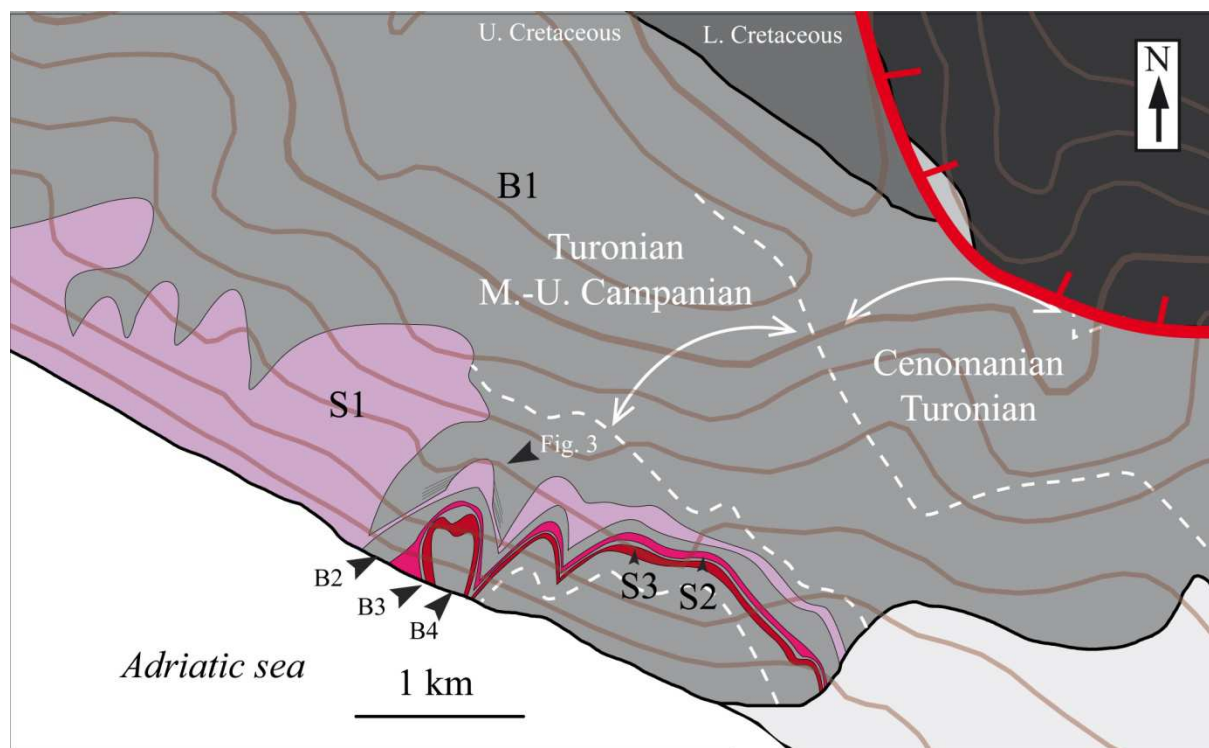


Figure 3.36: Geological intervals of the Llogara pass succession and mapping of three slump levels in the Middle-Upper Campanian – Maastrichtian interval. Abbreviations: S, Slump; L., lower; U. upper.

b. Unit S1

Sedimentary observations: The Unit S1 is composed of a single, 9 meters thick bed, conformably overlaying the B1 Unit (Fig. 3.37, *key point 1*). It is composed of a bioclastic packstone at the base revealing high matrix proportions and sporadically exposing rudist fragments (Fig. 3.38). Benthic foraminifera (Miliolidae and Rotalinidae) were evidenced in thin sections. The top part of this unit is made of a 5 meters-thick bed broadly exposing rudist organisms regularly up to 10 centimeters long and preferentially arranged horizontally. The uppermost part of this bed (1 meter) displays a thinning upward rudistic rudstone conspicuously documenting well-rounded rudist fragments in thin sections. Sediment sorting and crude horizontal laminations suggest high hydrodynamic depositional conditions.

Geometry: Lateral evolution of the nature and geometry of the deposit is noticeable for the Unit S1. Although the latter documents a crude layering of packstone-type limestones to the west (Fig. 3.37), it abruptly changes to a structureless deposit (amalgamated layers) to the east (*key point 1*). A thickening trend is noticeable eastward with an involvement of underlying layers (*key point 2*). Further east, a fault contact (*key point 3*) abruptly separates this conformable layer from an hundred-meter scale olitstolithe likely presenting a clockwise tilting of about 30°. A normal fault is associated to the tilted block, exposing a 10 to 20 meters rejection (*key point 4*). The backside allows identifying several thick succession slides exposing long-arc concave slides conveyed by *décollement* levels. The thickness of this reworked unit is of the order of 100 meters and is continuously exposed over the Karaburun Peninsula (Fig. 3.36).

c. Unit B2

Sedimentary observations: A benthic foraminifera packstone (Fig. 3.38) revealing *Thaumatoporella parvovesicularifera* composes the basal part of this unit. A stromatolitic bindstone revealing algo-laminations and attesting of large extension is attested upwards (Fig. 3.38). This B2 Unit could not be properly described upward due to poor outcropping conditions (Fig. 3.38). Local observations revealed the stacking of infra-meter scale limestones with regular dipping and fairly continuous across the outcrop. Packstone textures exposing centimeter-size rudist fragments are dominant. They are associated to rare grainstone layers exposing large scale current laminations. The upper part of B2 has been precisely described (Fig. 3.38). Bioturbated mudstones regularly exposing early dolomitization evidences are associated with decimeter-thick bioclastic packstone layers. *Thaumatoporella parvovesicularifera* was regularly evidenced in thin sections. Stromatolitic bindstone facies were recognized. In the uppermost part of the unit, they are associated with

a decimeter-thick microbrecciated layer exposing centimeter-like lithoclasts and karstification features.

Geometry: The Unit B2 documents a regular thickness of 50 to 60 meters (Fig. 3.37).

d. Unit S2

Sedimentary observations: At the coast line, the bed succession constituting S2 is observable. Rudist-rich packstones, stromatolitic bindstones and brecciated deposits compose a 15 to 20 bed succession reaching 8 meters in thickness (Fig. 3.38).

Geometry: This regularly bedded pattern is no longer apparent eastward. A chaotic pattern conspicuously stands out from stretched and pinched-out beds, evidencing strong deformations. Further east, S2 documents a single interval exposing a packstone texture and brecciated textures. A thickening trend is attested, since S2 reach 10 meters-thick eastward, pointing out a progressive involvement of underlying layers (*key point 6*).

e. Unit B3

Sedimentary observations: A karstification breccia stands immediately up to S2 (Fig. 3.38), thus not allowing accurate sedimentary description. Stromatolitic deposits regularly inserted between bioclastic packstones are evidenced (Fig. 3.38).

Geometry: Although defining 8 meters of regularly stacked platform deposits at the coast line, B3 evidenced a drastic thinning trend eastward, progressively giving up the younger layers, being integrated into the overlying unit S3.

f. Unit S3

Sedimentary observations: The basal part of S3 unit displays several beds composed of bioclastic and benthic foraminifera packstones (Fig. 3.38). Lithified rudist and stromatolitic fragments are regularly found embedded in a micritic matrix in the upper part of the unit. *Rhapydionina sp.* and *Thaumatoporella parvovesicularifera* were evidenced in thin sections.

Geometry: Several folds and pinched out limbs are observed at the base of the unit. The uppermost part shows poor evidences of bedding (Fig. 3.38). This unit documents a significant thickening trend to the east (Fig. 3.37). From a 10 meter-thick interval made up with reworked layers at the coast line, it evolves eastward to a 15-18 meter-thick debris-flow that progressively integrates underlying layers.



Figure 3.37: Panorama of the uppermost part of the Llogara pass succession with indication of slumped and bedded deposits, tectonic features and key points (see text for explanations).

g. Unit B4

Sedimentary observations: The B4 unit is composed of meter-scale bioclastic packstones and regular occurrences of stromatolitic bindstones (Fig. 3.38) revealing *Thaumatoporella parvovesicularifera* and *miliolidae* in thin sections. The uppermost part reveals the presence of a microbrecciated interval. The observation of the overlying part of this succession is hampered by the Adriatic Sea (Fig 3.36).

Geometry: This unit displays a well-bedded package of platform deposit and attests weak evidences of folding (Fig. 3.38).

4.2. Strontium isotopes

Four samples (Table 3.5, Fig. 3.38) were analyzed. The sample 5 and 25 display a wackestone/packstone texture that reveals a sparse benthic fauna embedded in a micritic matrix. They were respectively sampled at the base of the first deformed interval (S1) and under the third deformed interval (S3; Fig. 3.38). The sample 9 and 37 both correspond to rudist-dominated bioclastic deposits where coarse (pluri-millimeter thick) rudist fragment are embedded in a micritic matrix. They were respectively sampled at the top of the first deformed interval and the top of the succession (Fig. 3.38). Strontium isotopes ratios obtained from the bulk samples range from 0.7077 and 0.7078.

Sample number	Stratigraphic position (m)	Sample type	$^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$	Age (Ma)	
5	1314	Bulk	0.70770	71.94	U. CAMPANIAN
9	1324	Bulk	0.70752	80.44	M. CAMPANIAN
25	1399	Bulk	0.70760	75.96	M. CAMPANIAN
37	1422	Bulk	0.70780	68.02	MAASTRICHTIAN

Table 3.5: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios and the corresponding numerical ages of the 19 carbonate samples from the Upper Cretaceous section of Llogara (with 2SD of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.0014$). The ages are derived from the LOWESS look-up table (version 4:08/04; Howarth et al., 1997, McArthur et al., 2001).

The numerical age was obtained by comparing its $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio with the Late Cretaceous global seawater curve of the LOWESS look-up table version 4:08/04 (Howarth et al. 1997; McArthur et al. 2001). The samples display ages ranging from 80.44 Ma for sample 9 to 68.02 Ma for sample 37, thus indicating Middle Campanian and Middle-Late Maastrichtian ages (Table 3.5).

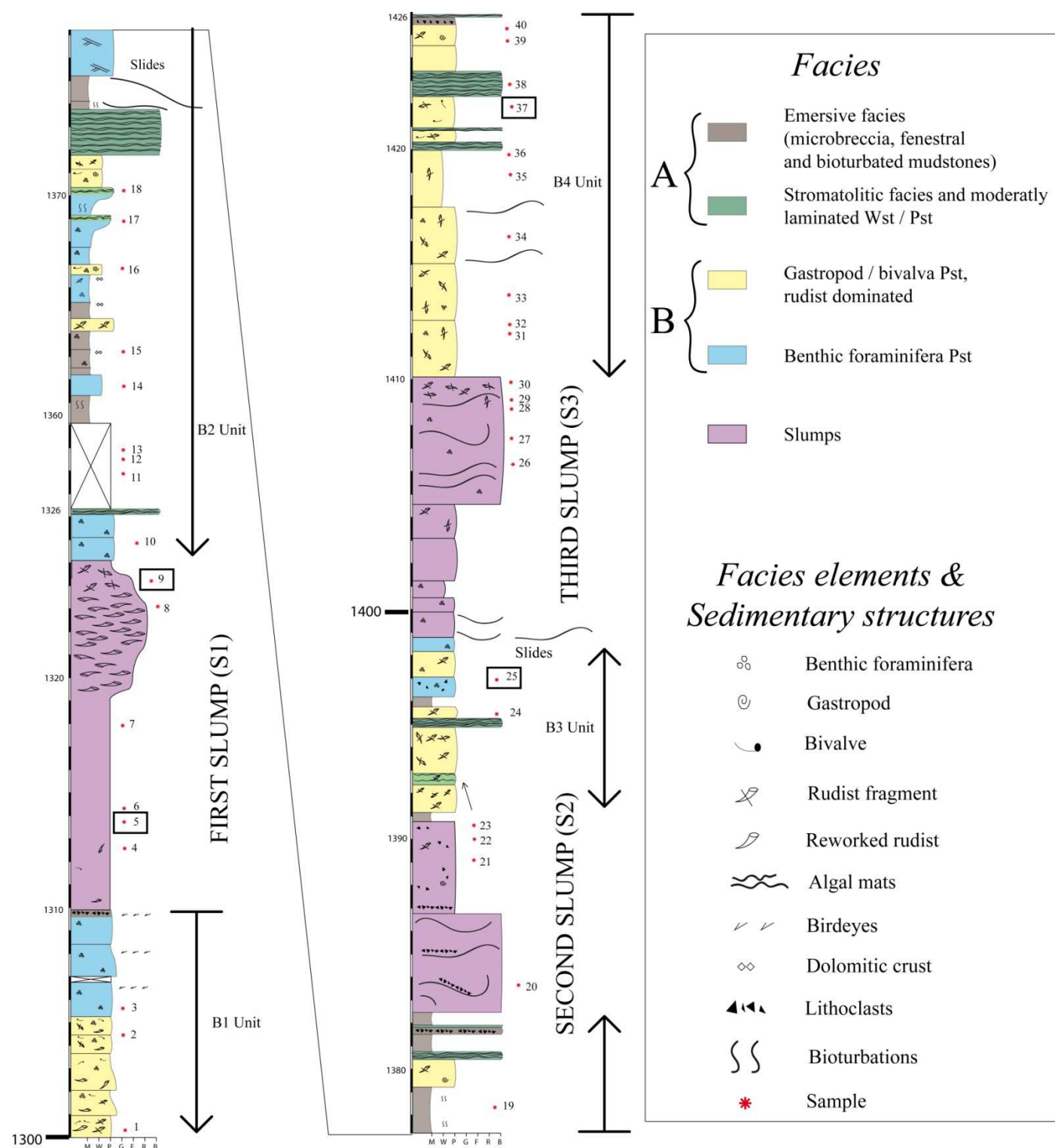


Figure 3.38: Stratigraphic log section of the studied succession with indication of facies types and samples. Abbreviations: Wst, wackestone; Pst, packstone; A, lithofacies association A; B, lithofacies association B.

5. Interpretation and discussion

5.1. Depositional environment

In accordance with the sedimentary observations along the succession, two facies associations can be outlined (Fig. 3.38).

The first one (A) groups microbreccia, fenestral and bioturbated mudstones as well as facies revealing microbial laminations (Fig. 3.38). Karstification features attesting meteoric percolation point to subaerial exposures. Lithoclasts and sediment filling of karst vugs revealed in thin sections confirm these emersion phases restricted to five occurrences along the succession (Fig. 3.38). Algo-laminated and bioturbated limestones are often associated to birdeyes vugs and/or dolomitization features. Birdeyes vugs attest alternative periods of wetting and drying of sediments (Shinn, 1968) while early dolomitization evidences such as small (100 micrometers) dolomitic rhombs can be either microbially induced or resulting from confinement by impermeable layers (Strasser et al., 1995). These features point toward a restricted, intertidal to supratidal environment for the facies association A.

The second facies association (B) includes foraminiferal and bioclastic (rudist-dominated) packstones as well as rudist rudstones. Benthic microfauna (miliolidae, rotalinidae) were broadly evidenced in thin sections associated with pellets and algae (*Thaumatoporella parvovesicularifera*). Shallow-subtidal (lagoonal) conditions are commonly associated to these microfacies (Strasser et al., 1995; Flugél, 2004; Spalluto et al., 2012). Bioclastic (rudist-dominated) facies are a common feature of peri-Adriatic platform during the Upper Cretaceous. Rudist lithosomes develop in subtidal, open-shelf settings (Carannante et al. 1998) and fragmented organisms are shed landward to lagoonal and tidal flat settings by currents and storm events (Simone et al., 2003). Consequently, this facies association is associated to a shallow-subtidal environment, although some particular beds pointing large-scale current laminations can be related to subtidal settings.

The three consecutive chaotic levels (S1, S2 and S3, Fig. 3.37 & 3.38) evidenced at the top of the Upper Cretaceous succession can reasonably be infer to a shallow-water carbonate platform environment, the latter being mainly characterized by inner settings.

5.2. Extension of the deformations

Levels S1, S2 and S3 are composed of reworked platform layers attesting heavy deformation processes. Variations in bed thickness, folding and bed amalgamation attest soft-sediment

reworking indicate that deformations occurred after deposition but before complete lithification (Owen, 1987; Owen et al., 2011). The analyzed chaotic levels (S1, S2 and S3) are separated by undisturbed layers, testifying that they are occurring as three separate events. These three deformation levels are recognized all over the studied area, continuously reported on a 10 kilometer-scale and showing varying morphologies and degrees of deformation. This extension as well as the thickness of the reworked intervals (up to 100 meters for S1) suggests a regional extend of the deformation (Fig. 3.36), likely resulting from tectonic pulses, due to the presence of syn-sedimentary faults (Fig. 3.37). A thickening trend of the reworked level is attested towards the East-NE, possibly indicating the paleoslope (Fig. 3.36).

5.3. Age of the deposits

The age of the deformation is constrained with bio- and chronostratigraphic data. The assemblage of *Thaumatoporella parvovesicularifera*, *Rhapydionina sp.* and *Dicyclina schlumbergeri* suggest a Campanian-Maastrichtian age (Fleury, 1980) consistent chronostratigraphic ages derived from the LOWESS (Table 3.5). This time interval accurately corresponds to the three different earthquakes describe by Spalluto et al. (1997) and Mastrogiacomio et al. (2012) affecting the Apulian platform during Early Maastrichtian times.

5.4. Regional significance

These tectonically-induced events document soft-sediment deformations attested both upslope on the platform shelf (Spalluto et al., 1997), and downslope in the Ionian Basin (Rubert et al., 2012). The type of deformation (soft-sediment) and the age of deposition point toward instabilities of the Apulian platform during this period, that can be recognized regionally (Murge area, Karaburun peninsula, Ionian Basin). These syn-sedimentary deformations attest tectonic instabilities of the Apulian margin during the Upper Campanian and Maastrichtian times. These instabilities are not only evidenced on the platform setting. The Upper Cretaceous succession of the Ionian Basin also attests the setting of massive slump deposits during the Upper Campanian and Maastrichtian. The latter were evidence by Rubert et al. (2012). They document prominent chaotic layouts inserted in well-bedded gravity-flow deposits. Three events were recognized (Rubert et al., 2012) reaching up to 50 in thickness for the first one (S1) and continuous over the outcrop scale (several kilometers). Both timing of deposition and extension of the slumps (recognized within inner shelf setting in the Apulian Platform outcropping in Italy and Albania) are consistent with regional (allogenic) tectonic triggers affecting the Apulian margin during the Upper Campanian and Maastrichtian times.

PARTIE 4 : Evolution sédimentaire du Bassin Ionien durant le Crétacé Supérieur

Cette quatrième partie est organisée en deux chapitres qui traitent de la sédimentation de pente et de bassin au Crétacé Supérieur dans le Bassin Ionien d’Albanie. Le premier chapitre s’attache à développer l’aspect descriptif des zones et affleurements étudiés. Les successions étudiées sont classées par zones, et les relevés de terrain sont mis en valeur par les travaux cartographiques et d’observations (macro et microscopiques) des faciès. Le second chapitre a pour vocation d’intégrer ces données multi-échelles dans un modèle d’évolution spatialisé pour le Bassin Ionien au Crétacé Supérieur. L’élaboration de ce modèle passe par une classification systématique des dépôts, leur datation, et la corrélation des successions. Cette partie a pour objectif principal de préciser les éléments architecturaux et de variabilité faciologique des dépôts du Crétacé Supérieur du Bassin Ionien le long de la marge Apulienne en Albanie.

Chapitre 1 : Affleurements, successions et descriptions des dépôts gravitaires

Ce chapitre vise à présenter les caractéristiques de la sédimentation dans le Bassin Ionien d'Albanie. Trois aspects distincts et complémentaires font l'objet d'une description pour chacune des quatre zones d'étude définies dans la méthodologie (Partie 2). Les caractéristiques structurales, topographiques et d'accessibilité des successions étudiées sont décrites dans un premier temps, de manière à pointer leur intérêt spécifique à l'échelle du bassin. Dans un deuxième temps, une partie réservée à la description des dépôts issus d'écoulements gravitaires s'attache à synthétiser la nature des faciès observés sur le terrain. Dans cette perspective, la terminologie définie dans le contexte scientifique (Partie 1) est réemployée à des fins descriptives, et quelques éléments paléontologiques sont exposés. Un troisième et dernier point s'intéresse aux mouvements de masse, toujours dans une optique descriptive, afin d'explicitier leurs spécificités dans chacune des zones. Ce chapitre offre un aperçu descriptif et technique, volontairement établi par zone d'étude et qui pourra servir de base dans le cadre d'études ultérieures. La représentation synthétique des successions est présentée en figure 4.25, et chaque coupe détaillée est disponible en annexe 1.

1. Zone n°2 : Tragjas

1.1. Présentation de l'affleurement

La zone étudiée autour de Tragjas (19°29' ; 40°20') est située au Sud-Ouest du pays, non loin de la Baie d'Orikum (ou de Dukati) isolée de la mer Adriatique par la presqu'île de Karaburuni (Fig. 4.1). Le village de Tragjas, érigé dans la seconde moitié du 20^{ème} siècle, a été construit quelques trois kilomètres en contrebas des vestiges de *Tragjas le vieux*. Tous deux sont implantés au pied des monts Dukati, qui dépassent rarement les 1000 m dans cette zone (Fig. 4.1).

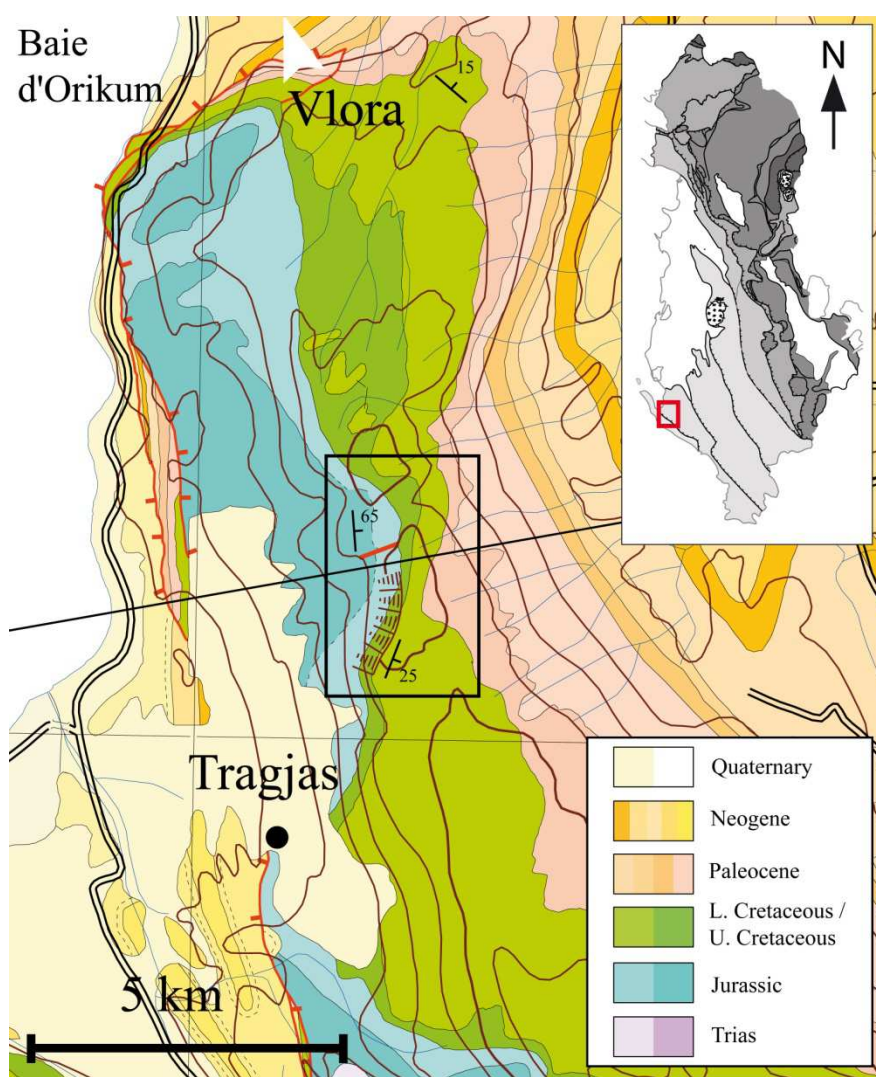


Figure 4.1: Cartographie de la zone n°2, modifié d'après Moisiu & Gurabardhi (2004).

La ligne de crête se poursuit au Sud, suivant une orientation globalement NNO-SSE identique à celle des Albanides, sur environ 50 km, jusqu'à Himara. Elle arme le relief de la

chaîne de Çika, héritée du chevauchement du même nom, le plus occidental de trois chevauchements identifiés dans le Bassin Ionien (Fig. 1.7) et qui fait front à celui de Sazani situé plus à l'Ouest (Fig. 1.7 & 4.1). Au Nord, la chaîne s'interrompt brutalement aux environs de Vlora (Fig. 4.1). Dans le Bassin Ionien, cette localisation correspond à une limite au-delà de laquelle les dépôts du Mésozoïque n'affleurent plus. Un accident tectonique majeur, schématiquement représenté selon un axe Vlora-Elbasan (Fig. 1.7) marque une suture d'orientation SO-NE. Elle sépare les grands chevauchements ioniens au Sud qui exposent les séries mésozoïques, et la dépression Adriatique au Nord, composée d'une épaisse série molassique du Mio-Pliocène (Fig. 1.7).

L'affleurement de Crétacé Supérieur s'étend sur le flanc Est d'un anticlinal à cœur de Jurassique Inférieur et largement déversé vers l'Ouest. La terminaison périclinale est observable près de Tragjas (Fig. 4.1). Les séries du flanc Ouest sont reprises en écaillés tectoniques et/ou recouvertes par des alluvions quaternaires, tandis que les dépôts du Crétacé sont exposés sur une pente abrupte et une falaise qui arme la structure (Fig. 4.1 & 4.3). Les bancs révèlent des orientations et pendages assez changeants au sein de la succession, globalement orientés N-S ou NNE-SSO avec des pendages faiblement inclinés vers l'Est qui constituent de larges surfaces structurales au sommet.

1.2. Description des dépôts issus d'écoulements gravitaires

Les debris flow

La succession de Tragjas (Fig. 4.3) est caractérisée par une prédominance de dépôts issus de *debris flows*. La sédimentation 'en masse' de ces dépôts est attestée par plusieurs indices : i) l'absence de tri, ii) la nature grossière des clastes (régulièrement décimétrique) composés de silex, éléments lithifiés de plateforme carbonatée (anguleux à sub-anguleux) et iii) l'abondance de matrice carbonatée. Ces caractéristiques attestent un transport cohésif. L'épaisseur des *debris flows* est souvent pluri-métrique et atteint parfois une dizaine de mètres (Fig. 4.3). La continuité de ces bancs est parfois difficile à évaluer à l'affleurement. Les déformations syn-sédimentaires affectent quasiment l'ensemble de la succession de manière plus ou moins prononcée. Des structures biseautées (*bottle neck*), sans continuité latérale sont régulièrement observées à la base de la succession, notamment dans les *debris flows*, sans qu'un caractère érosif ou une organisation granulométrique puissent mettre en évidence la présence de chenaux. Les conditions d'affleurement sont régulièrement affectées par les déformations syn-sédimentaires de grande amplitude et la végétation. La description se traduit parfois par des zones de non-vu dans la partie inférieure de la succession (Fig. 4.3).











F.A.	1	2	3	5	6
	Matrix-rich conglomerates	Clasts-rich	Coarse-grained	Laminated	Fine-grained
	B1 	B4 	B6/B7  <i>Hybrid gravity flow</i>	B10 	B13 
	B2/B3 	B5 	4 Large-scale laminated	B11/B12 	B14 
	<i>Debris flow and hyper-concentrated density flow</i>		B8/B9  <i>Concentrated density flow (transitional)</i>	<i>Surge-like turbidity flow</i>	
			<i>Turbidity flow-surge & pelagites</i>		
Thinning ↓					

Figure 4.2: Représentation et classification des dépôts issus d'écoulements gravitaires pour le Bassin Ionien d'Albanie, utile pour chacune des coupes détaillée de ce chapitre. L'établissement de cette classification est précisé dans le second chapitre.

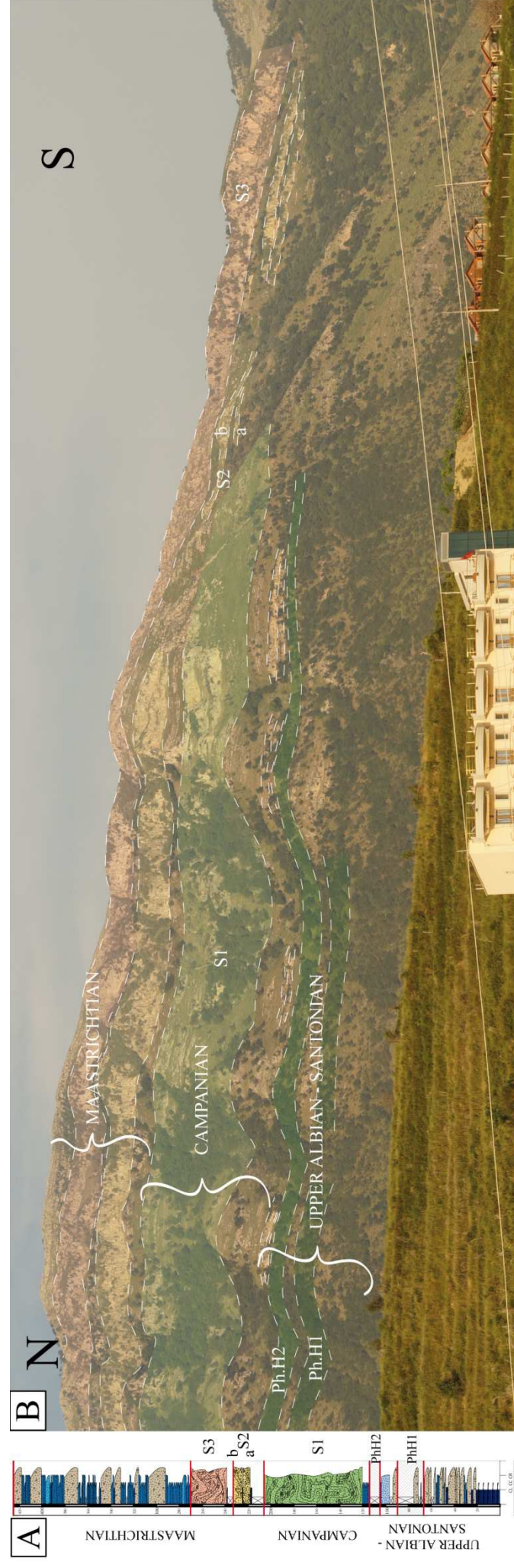


Figure 4.3: (A) Log détaillé de la succession de Tragjias et (B) panorama associé présentant les principaux intervalles. Abréviations: CL, calcilutites, CR, calcarénites, CR, calcirudites, Ph.P, Phosphatic horizon 1 et 2. La légende des facies est présentée en figure 4.2.

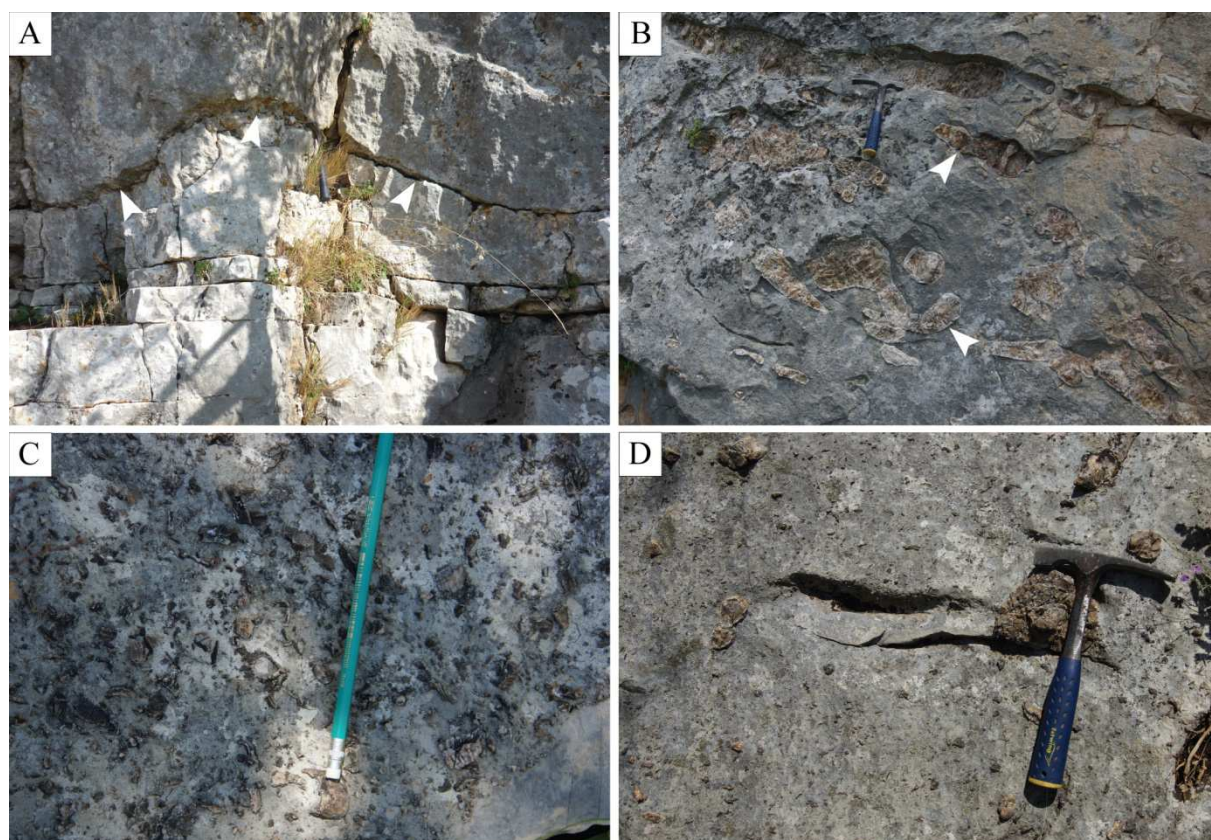


Figure 4.4: Faciès à l’affleurement à Tragjas, (A) Figure de déformation précoce liée à la compaction, écrasement des couches sous-jacentes par un debris-flow d’environ 10 m d’épaisseur ; (B) Debris flow constitué de pélagites et de silex grossiers (flèches), présence de débris bioclastiques; (C) Banc constitué d’une proportion importante de débris de rudistes incorporés dans une matrice boueuse; (D) Debris flow à éléments grossiers (silex) et éléments lithifiés issus de la plateforme carbonatée, absence de tri granulométrique.

Les turbidites

Les barres majeures issues d’écoulements cohésifs sont individualisées par des bancs calcarénitiques d’épaisseur pluri-décimétrique à métrique exposant de rares figures sédimentaires et des granoclassements peu prononcés (Fig. 4.3). La série affleurante dans la partie sommitale de la succession (d’environ 140 m, Fig. 4.3) révèle en revanche des granoclassements plus francs (inverses et normaux) dans les dépôts issus d’écoulements de turbidité dominés par des calcirudites, ainsi que des figures sédimentaires plus marquées. La partie supérieure des dépôts issus d’écoulements turbiditiques révèlent d’abondantes faunes pélagiques parfois bien conservées, notamment des *Globotruncanidés* du Campanien-Maastrichtien (Fig. 4.5A & B).

Les dépôts hyperconcentrés à concentrés

Dans la partie supérieure de la succession, ces turbidites sont organisées en intervalles d'une dizaine de mètres communément individualisés par d'épais dépôts constitués de lithoclastes révélant des faunes benthiques et autres indices de dolomitisation précoce attestant d'un dépôt dans des conditions inter- à supratidales (Fig. 4.5C & D). Ces barres majeures, largement continues à l'échelle de l'affleurement, exposent des granoclassements moyen à bon, avec une proportion matricielle toujours importante. La base est fréquemment irrégulière, affectée de figures de déformations précoces de type *injection*, *pillar structures* ou figures d'écrasement (Fig. 4.4A).

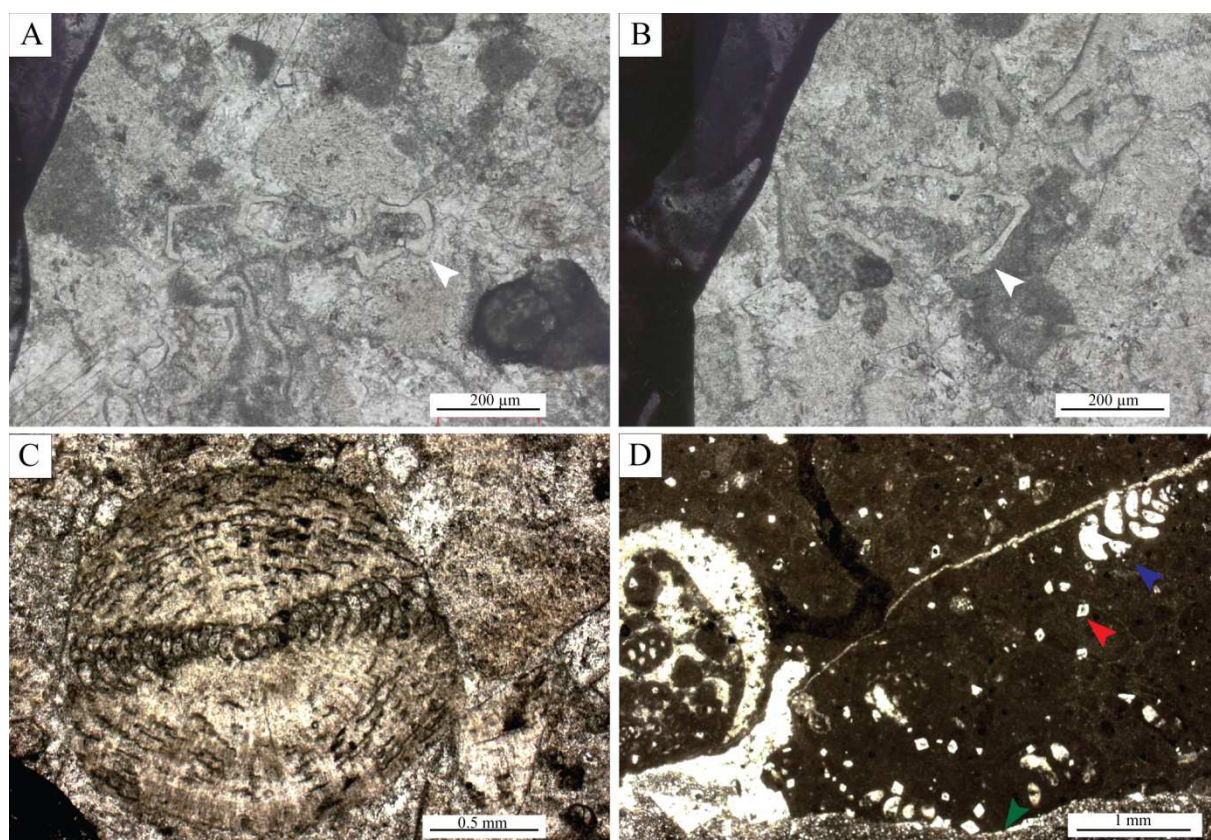


Figure 4.5: Microfaciès observés en lame mince, (A) *Globotruncana linneiana* (flèche) (B) *Globotruncana stuartiformis* (flèche), (C) *Orbitoites*, (D) Élément lithifié issu de la sédimentation de plateforme ; flèche bleue, foraminifère benthique bisérié ; flèche rouge, rhomboèdre issu d'une dolomitisation précoce ; flèche verte, boue micritique qui constitue la matrice du dépôt.

1.3. Description des dépôts issus de mouvements de masse

L'ensemble de la succession est affectée de déformations syn-sédimentaires de nature variées. De manière générale, une intensification des déformations est perceptible depuis la base de la formation (Albien-Cénomanién) jusqu'à l'unité constituée de *slumps* syn-sédimentaires (Campanien-Maastrichtien). La partie supérieure (Maastrichtien Supérieur) est moins affectée, et présente simplement de légères ondulations de grande amplitude (Fig. 4.3).

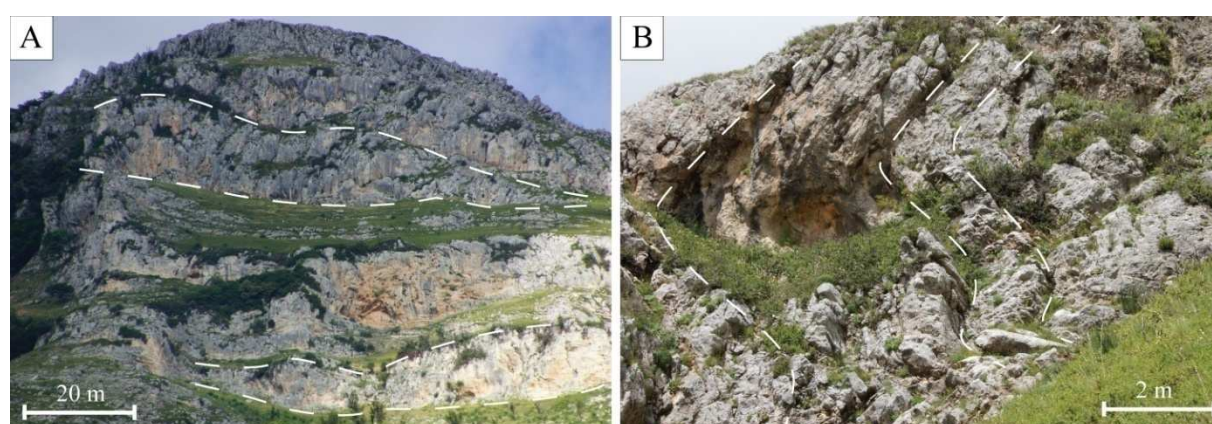


Figure 4.6: Exemples de glissements syn-sédimentaires, slumps, (A) Vue d'ensemble de la succession présentant un niveau de slumps supérieur à 100 m. Notez les géométries anisopaques des bancs massifs (pointillés); (B) Détail de plissements dans un slump, notez l'aspect cohérent de la déformation et les plis à 90° (pointillés).

Le mode de déformation atteste de plissements cohérents (Fig. 4.6B) et uniformes affectant d'épaisses séries turbiditiques (plusieurs dizaines de mètres ; Fig. 4.6A). Les charnières de plis à angle droit sont identifiées régulièrement (Fig. 4.6B). Certaines déformations attestent au contraire de glissements amples d'épaisses séries sédimentaires et présentent des surfaces de décollement basal.

Ces déformations suggèrent un transport peu important des unités allochtones, qui conservent globalement le caractère originel des faciès sans phénomènes de mélange du matériel sédimentaire ou de désintégration des bancs.

2. Zone n°3 : Piluri

2.1. Présentation de la zone d'étude

La zone de Piluri (19°46' ; 40°06') surplombe la côte albanaise, à quelques 500 mètres au dessus du niveau de la mer. Un unique col tortueux et chaotique restreint les conditions d'accès aux affleurements et au village de Piluri, situés sur les hauteurs. La zone a été précédemment investiguée par Rubert et al. (2012) qui établit une première classification des faciès et une description de la succession du Crétacé Supérieur.

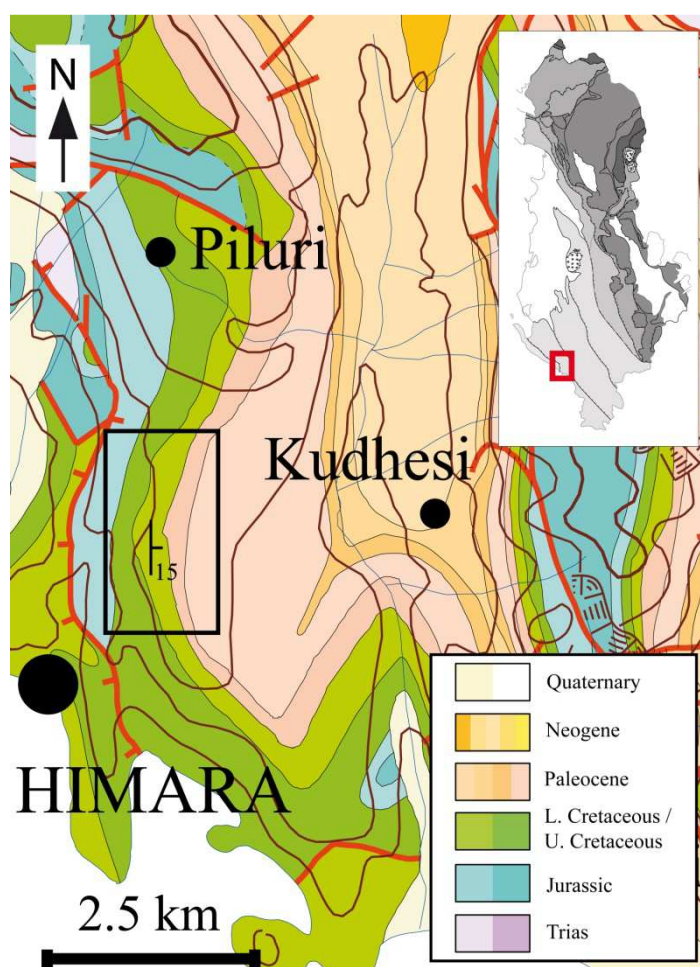


Figure 4.7: Cartographie de la zone n°3, modifié d'après Moisiu & Gurabardhi (2004).

De même qu'à Tragjas (zone n°2) la succession du Mésozoïque est exposée (depuis le Trias jusqu'au Crétacé Supérieur), favorisée par le chevauchement à vergence Ouest de Cika. La carte géologique (Fig. 2.1) atteste d'une quasi-continuité avec l'affleurement précédent. D'intenses déformations tectoniques sont attestées par la nature très « pincée » des anticlinaux ainsi que la densité de failles qui caractérise la zone. Des klippes tectoniques du

Crétacé et du Jurassique sont identifiées, témoignant de structures en duplex (Fig. 4.7) et de la complexité des mouvements compressifs et transpressifs (Picha, 2002). Deux familles de failles peuvent être individualisées : l'une de direction N-S à NNO-SSE, suivant la direction régionale des Albanides, et l'autre de direction E-O ou ENE-OSO (Fig. 4.7).

Depuis la suture tectonique entre les zones de Sazani et Ionienne à l'Ouest et jusqu'à Kudhës à l'Est, la succession est conforme du Jurassique jusqu'à l'Eocène et décrit un synclinal (Fig. 4.7). La direction des bancs est approximativement N-S sur la zone de Piluri et les pendages assez faibles vers l'Est (Fig. 4.8). La morphologie de la zone peut-être décrite comme « mamelonnée », caractérisée par plusieurs collines peu étendues (200-500 m de diamètre) et souvent individualisées par des failles de faible extension (Fig. 4.8).

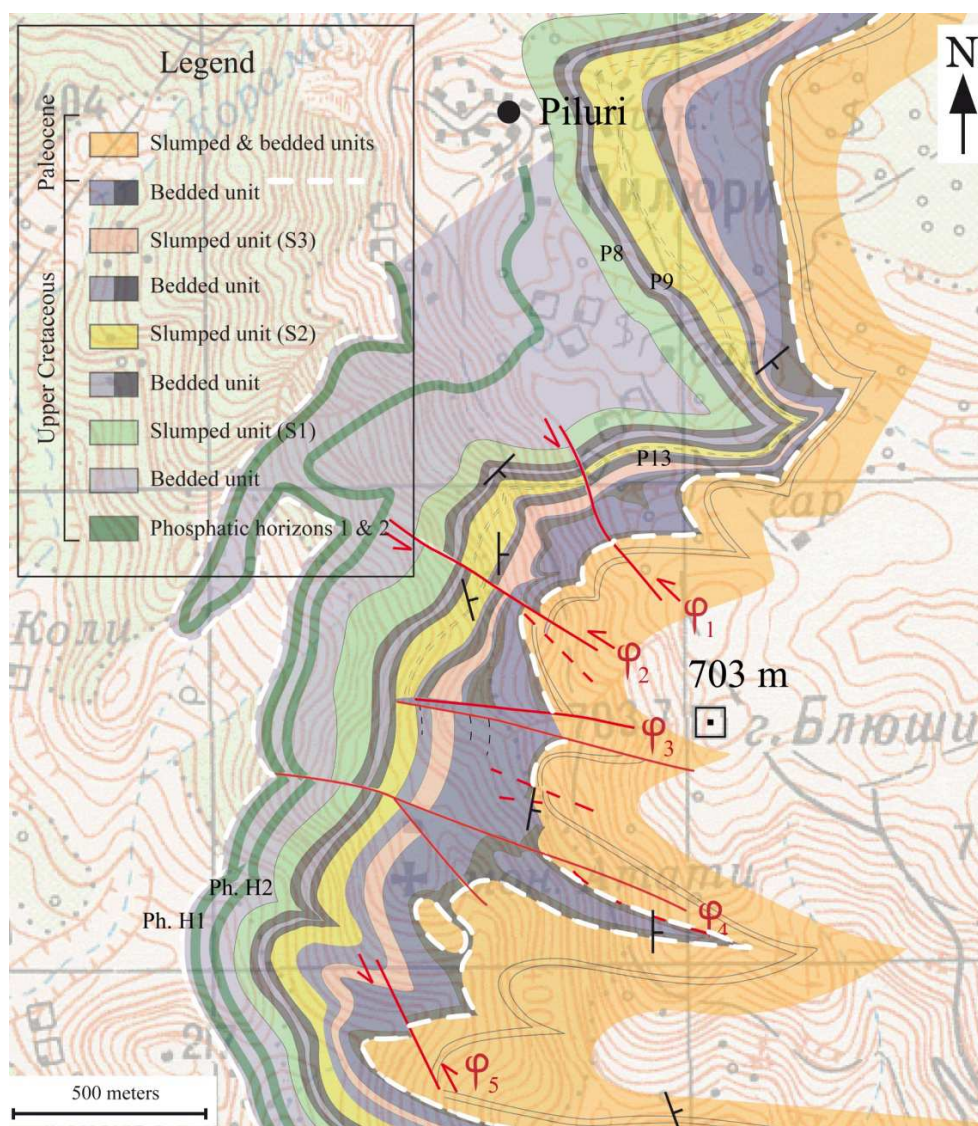


Figure 4.8: Cartographie de la zone de Piluri et des unités identifiées dans la succession du Crétacé Supérieur. Quelques bancs (P8, P9, P13) et intervalles principaux sont indiqués (Ph. H1 & 2, S1, S2, S3), ils sont indiqués sur le log de la figure 4.9. Φ indique la position de failles mineures sur la zone d'étude. Abréviations : Ph. H, phosphatic horizon.

La succession décrite par Rubert et al. (2012) est présentée en Fig. 4.11. L'extension de la zone d'investigation et la multiplication des points de vue d'observation on permet de réévaluer la position et l'épaisseur des niveaux de type *slump*. La cartographie réalisée permet d'apprécier la continuité des unités définies et de certains bancs à l'échelle kilométrique (Fig. 4.8). Aussi, la carte permet de préciser l'emplacement des accidents tectoniques et les limites Albien / Cénomaniens et Maastrichtien / Danien.

2.2. Description des dépôts issus d'écoulements gravitaires

La base de la coupe de Piluri est exclusivement composée de calcaires micritiques (calcilutites) et de niveaux à silex stratiformes avec quelques intervalles d'argiles vertes. Ces dépôts, caractéristiques d'une sédimentation autochtone de bassin, sont progressivement et rapidement remplacés par des dépôts de plus en plus grossiers, calcarénitiques à calcirudites (Fig. 4.9). Les évidences de contact érosif sont rares voire absentes, mais l'intense stylolitisation entre les lithologies grossières (calcirudites) et fines (calcilutites) est parfois ambiguë et ne permet pas d'être certain qu'il s'agit « seulement » d'une stylolitisation.

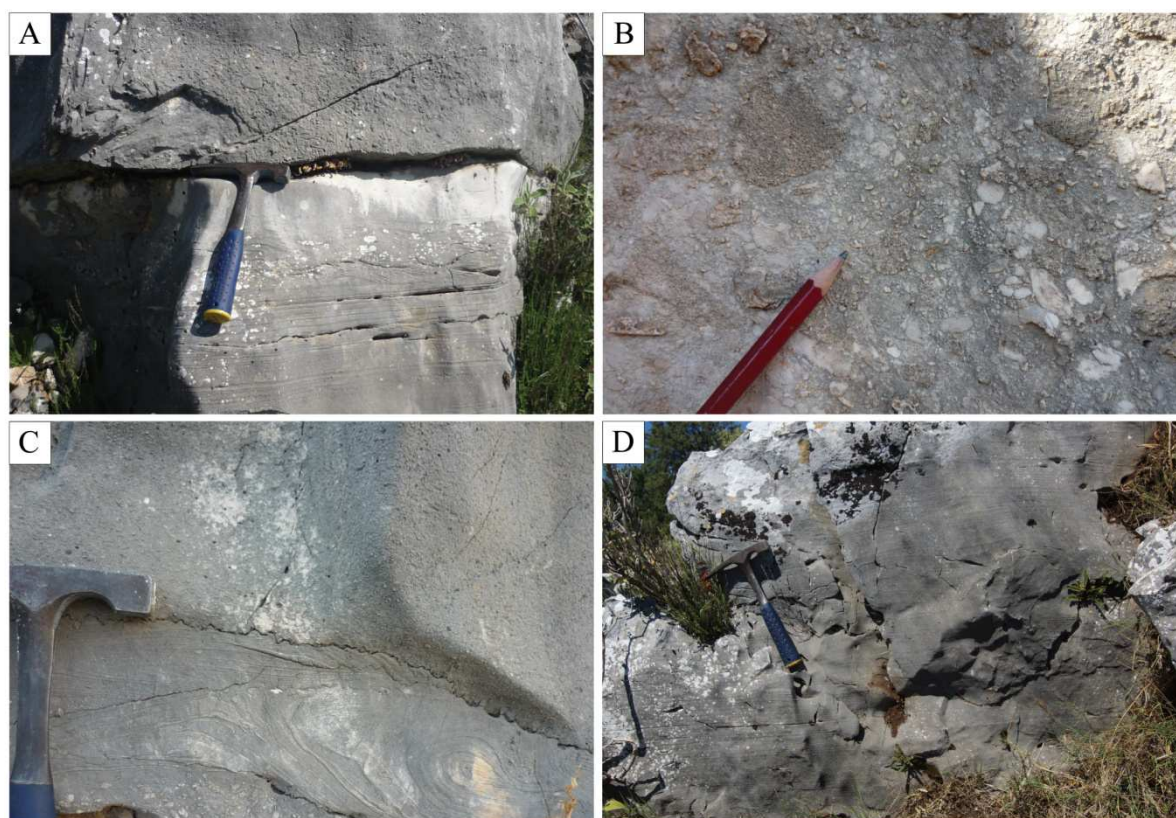


Figure 4.9: Faciès à l'affleurement à Piluri, (A) Superposition d'un dépôt de calcarénites granoclassées issues d'un écoulement turbide (à la base) et d'un dépôt de calcirudites issues d'un écoulement concentré, (B) Dépôt grossier constitué de calcirudites mal triées. Mélange de lithoclastes de plateforme dans une matrice boueuse. Certains débris de rudistes sont visibles en haut à gauche, (C) Contraste lithologique entre (au milieu) un horizon calcarénitique présentant de nombreuses

figures de déformations précoces (convolutées), et deux dépôts grossiers issus d'écoulements concentrés. Une stylolitisaiton marque la limite entre les deux lithologies, (D) Dépôt calcarénitique issu d'un écoulement turbulent. Des figures sédimentaires sont visibles, notamment un litage plan à la base et des mégarides vers le haut.

Les bancs les plus puissants dépassent rarement un à deux mètres d'épaisseur, et les bancs d'épaisseur supérieure à 2 mètres sont très rares (Fig. 4.11A). La strato-croissance des bancs et l'augmentation de la taille des éléments re-sédimentés est franche et progressive le long de la coupe (Fig. 4.11A). Les figures sédimentaires sont parfois bien marquées pour les dépôts issus d'écoulements turbulents (Fig. 4.9A & D). Elles attestent d'une provenance exclusive depuis la plateforme Apulienne, à l'Ouest. Des organismes benthiques sont régulièrement observés dans les sédiments grossiers (Fig. 4.10A). Les granoclassements sont en général bien marqués, surtout pour les bancs inférieurs à un mètre. Au delà de cette épaisseur, des granoclassements inverses sont mis en évidence.

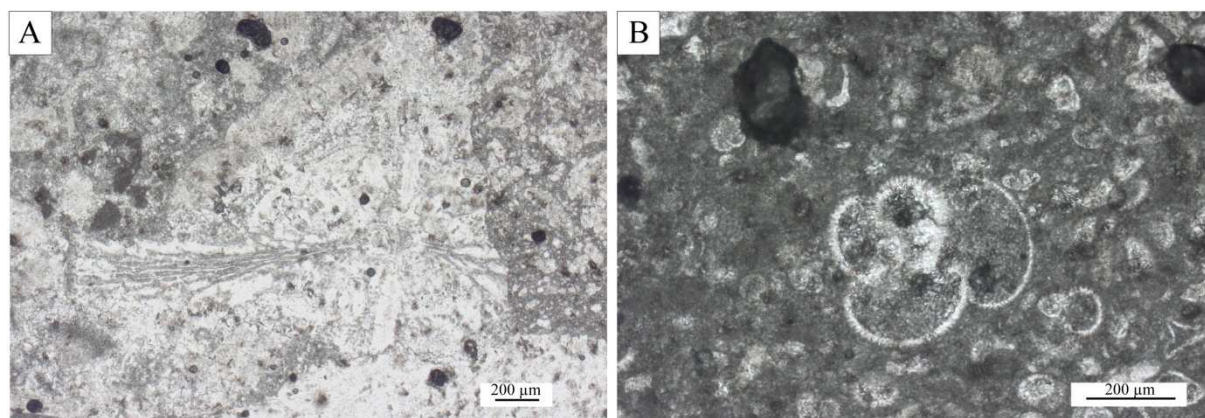


Figure 4.10: Microfaciès observés en lame mince (A) Siderolites en coupe axiale, (B) Acarinina sp. (Tertiaire).

Le passage du Crétacé Supérieur au Paléocène est marqué par un changement franc des faunes planctoniques. Les formes mono- et bi-carénées du Campanien-Maastrichtien (*Globotruncana* sp., *Globotruncanita* sp.) sont remplacées par des « blooms » de petits foraminifères globuleux (*Globigerina* sp., *Acarinina* sp. ; Fig. 4.10B).



Figure4.11: (A) Log détaillé de la succession de Piluri avec indication des bancs (P1, P5 etc.) et intervalles (S1, S2, S3) majeurs ; (B) Panorama d'un affleurement de la zone de Piluri avec indication des bancs (P1, P5 etc.) et intervalles majeurs (S1, S2, S3).

2.3. Description des dépôts issus de mouvements de masse

Le relief peu accidenté de la zone ne facilite pas l'observation des intervalles remaniés issus de mouvements de masse. Ces intervalles peuvent en revanche se suivre à pied sur des distances de l'ordre du kilomètre (Fig. 4.8). Un recul de quelques dizaines de mètres est nécessaire pour individualiser les intervalles. Sans ce recul, les erreurs d'appréciation sont fréquentes. Ces intervalles remaniés affleurent communément sous forme de grosses roches (métriques à pluri-métriques) souvent arrondies et éparses. Sur les reliefs plus prononcés, notamment au Sud de la zone cartographiée, un des *slumps* affleure sur une barre abrupte, quelques plis droits sont visibles mais l'ensemble est malheureusement végétalisé. Le mur et le toit des *slumps*, très réguliers et plans sont d'une grande utilité pour la cartographie (Fig. 4.8 & 4.11).

3. Zone n°4 : Ksamil & Saranda

3.1. Présentation de la zone d'étude

Les zones de Ksamil ($20^{\circ}01'$; $39^{\circ}50'$) et Saranda ($19^{\circ}57'$; $39^{\circ}56'$), sont situées sur l'anticlinal de Saranda (Fig. 4.12) qui s'étend en Albanie de Konispoli au Sud jusqu'à Nivice-Bubari au Nord de Saranda. Ces affleurements sont séparés de l'île de Corfou par l'étroit canal de Butrint.

L'affleurement de Ksamil est constitué d'une mince bande de terre (parfois seulement quelques centaines de mètres, Fig. 4.12 & 4.13) émergeant entre le lac de Butrint d'un côté, et la mer Adriatique de l'autre (Fig. 4.12). La succession datée du Jurassique Inférieur au Crétacé Supérieur affleure le long de la route, sans que l'influence tectonique ne perturbe profondément le cheminement du relevé de terrain. En revanche, les faciès sont régulièrement affectés par une diagenèse météorique parfois prononcée, notamment dans les dépôts du Crétacé Supérieur (brèches de karstification) qui gêne régulièrement l'observation.

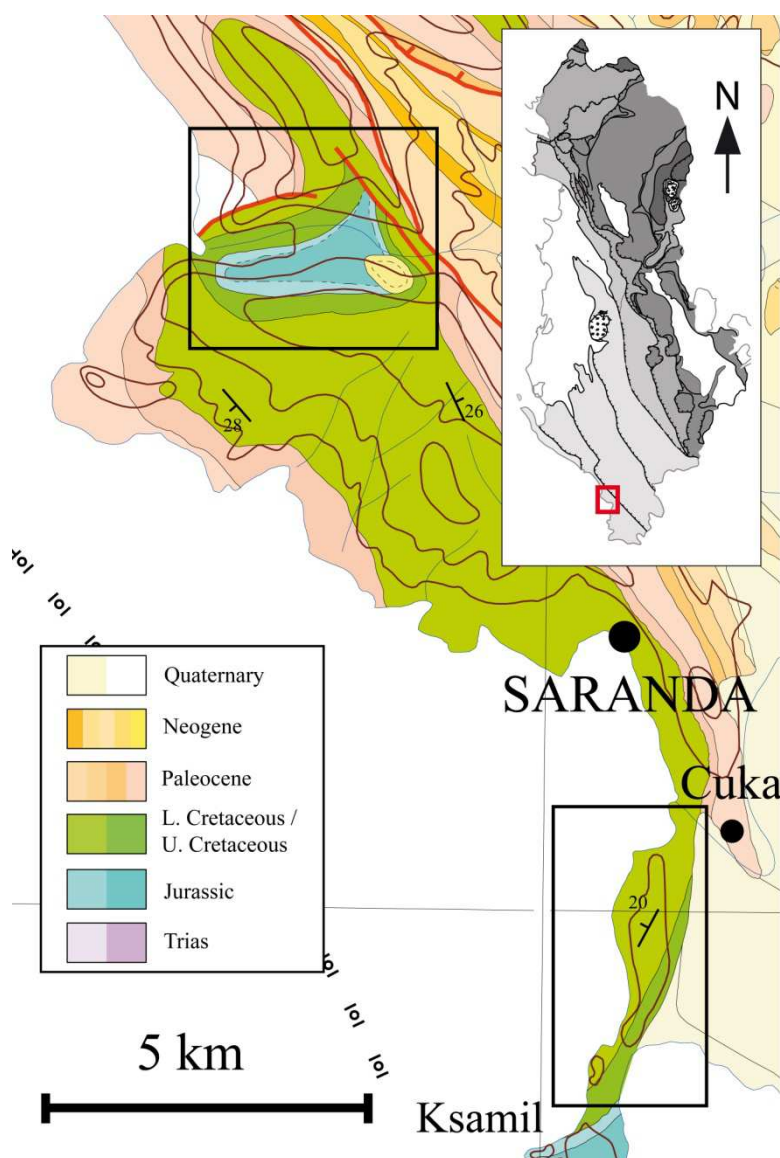


Figure 4.12: Cartographie de la zone n°4, modifié d'après Moisiu & Gurabardhi (2004).

Les orientations et pendages des bancs traduisent d'importants changements depuis la base jusqu'au sommet de la coupe. Le Paléocène est identifiable dans des excavations de chantier à Çuka (Fig. 4.12), mais la continuité avec les dépôts du Crétacé Supérieur n'est pas assurée dans la partie supérieure de la coupe.

L'affleurement de Saranda est exposé à la faveur d'une boutonnière qui révèle les dépôts du Jurassique au cœur de l'anticlinal. La succession du Crétacé-Paléocène s'observe sur une pente assez raide qui permet de visualiser l'ensemble de la coupe (Fig. 4.14). Des accidents tectoniques tardifs mineurs affectent les dépôts.



Figure 4.13: (A) Log détaillé de la succession de Ksamil avec indication des bancs (K1, K7, K22) et intervalles majeurs (Ph. H1, Ph. H2, S1, S2, S3); (B) Panorama de l'affleurement de Ksamil avec indication des bancs (K22) et intervalles majeurs (Ph. H1, Ph. H2, S1, S2, S3). Abréviations: Ph. H, phosphatic horizon.

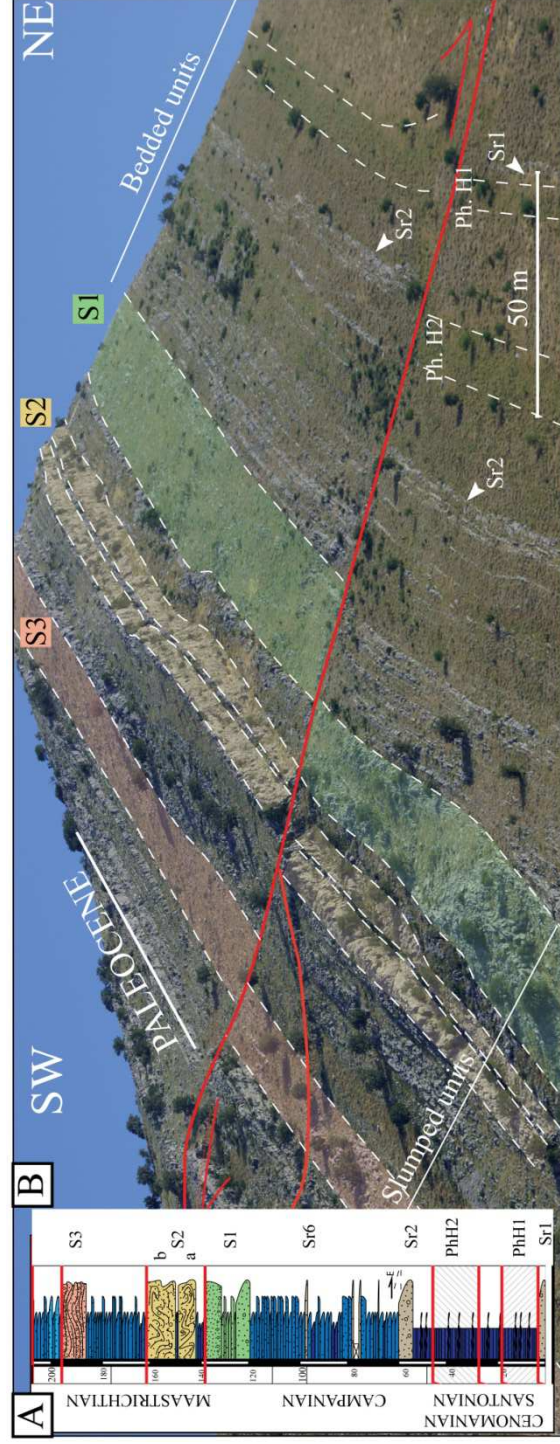


Figure 4.14: (A) Log détaillé de la succession de Saranda avec indication des bancs (Sr1, Sr2) et intervalles (Ph. H1, Ph. H2, S1, S2, S3) majeurs; (B) Panorama de l'affleurement de Ksamil avec indication des bancs (Sr1, Sr2) et intervalles (Ph. H1, Ph. H2, S1, S2, S3). Abréviations: Ph. H, phosphatic horizon.

3.2. Description des dépôts issus d'écoulement gravitaires

a. Ksamil

Parmi les affleurements étudiés (Fig. 2.1), celui de Ksamil (Fig. 4.12 & 4.13) est le plus riche en termes de diversité des dépôts gravitaires. Depuis les dépôts grossiers ne montrant aucun classement et issus de *debris flows* et jusqu'aux dépôts calcarénitiques exposant simplement les termes supérieurs de la séquence de Bouma, la gamme de dépôt atteste de processus variés, complexes et parfois mixtes.

Les Debris flows

Certains dépôts attestent d'une complète désorganisation. Des fragments grossiers et lithifiés de plateforme, ainsi que des rudistes entiers (10-20cm) sont associés à des dépôts fins (calcilutitiques) remaniés et régulièrement accompagnés de silex grossiers. Ces dépôts issus de *debris flows* ne présentent aucun classement interne. Le meilleur exemple se trouve à la base de la coupe, il atteste d'une interruption brutale de la sédimentation pélagique de bassin (calcaires micritiques, silex et argiles vertes) et initie la re-sédimentation. Le caractère érosif de cet écoulement ne s'exprime pas clairement. En revanche, les figures de déformations précoces d'échelle métrique (convolutes et *pillar structures*) sont associés à la mise en place de l'écoulements (Fig. 4.14B).

Les conglomérats

De nombreux intervalles pluri-métriques sont individualisés sur la coupe de Ksamil (Fig. 4.13A). La plupart de ces dépôts (jusqu'à 15 m d'épaisseur) présentent des éléments grossiers (jusqu'à 1 m) issus du démantèlement de séries carbonatées lithifiées de plateforme et de pente. Le tri granulométrique est communément moyen à bon depuis la base. Les éléments remaniés sont noyés dans une matrice boueuse (calcilutitique) parfois importante (20-50%). Même grossiers, ces éléments sont régulièrement émoussés, ce qui dénote d'un certain transport, tout comme le tri granulométrique. La partie supérieure de ces dépôts issus d'écoulements hyperconcentrés est constituée de sédiments plus fins (calcarénitiques) sur une épaisseur communément inférieure à 1 m. Des figures sédimentaires bien exposées révèlent les termes classiques de la séquence de Bouma (1962) et atteste de l'existence d'un écoulement dilué dans lequel les particules sédimentaires sont transportées par turbulence au-dessus de l'écoulement gravitaire hyperconcentré.

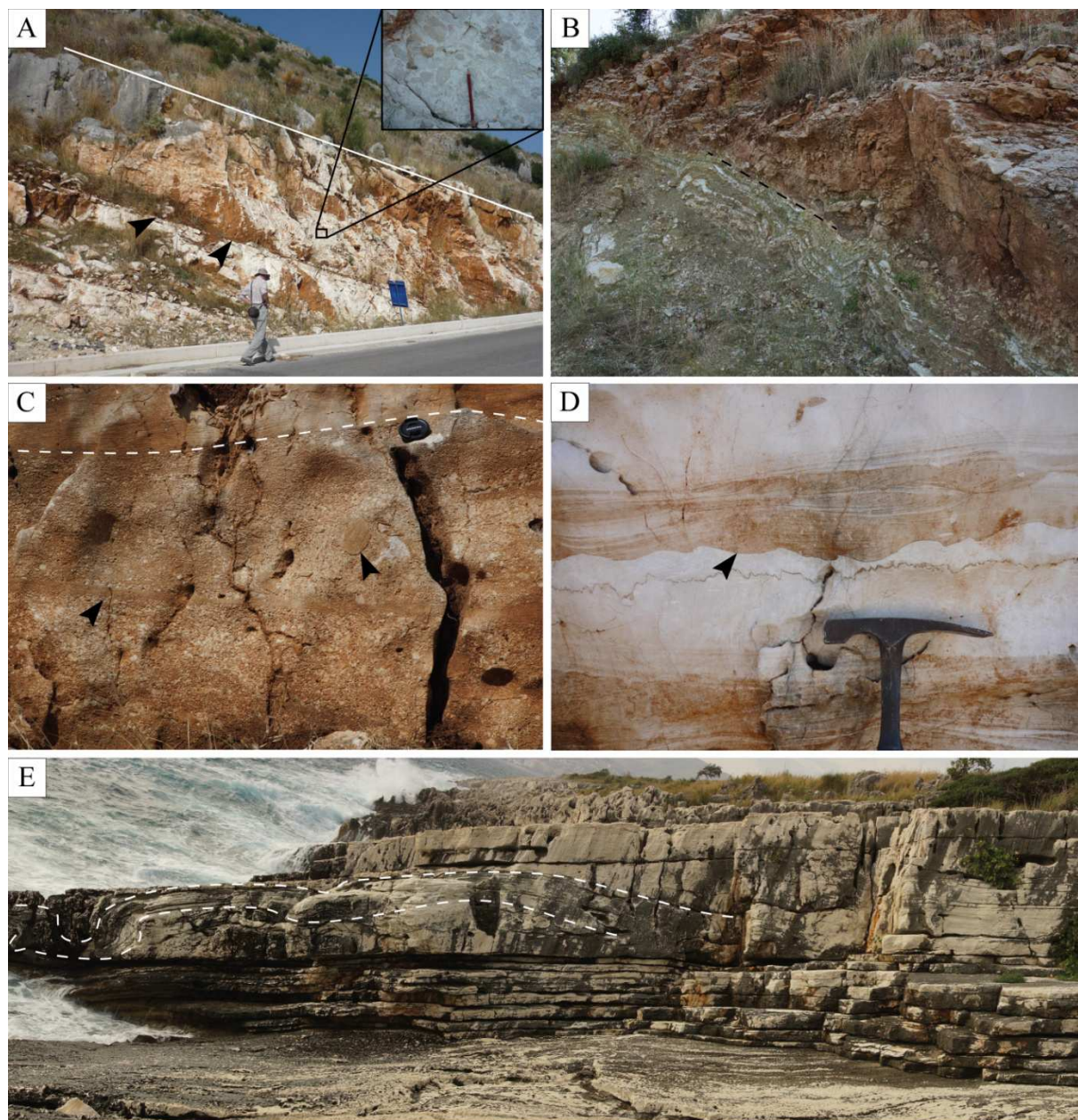


Figure 4.15: Faciès à l'affleurement à Ksamil, (A) Conglomérat carbonaté (au dessus du berger) issu d'un écoulement hyperconcentré comportant de larges lithoclastes pluri-centimétriques (voir encadré en haut à droite), notez le caractère non-érosif de l'écoulement (flèches noires) ; (B) Partie inférieure constituée de bancs micritiques, silex stratiformes et intervalles d'argiles vertes, partie supérieure constituée d'un debris flow constitué de silex, lithoclastes et débris de rudistes; (C) Dépôt de type traction carpet exposant de nombreuses ségrégations granulométriques (flèches noires). Notez la granulométrie plus fine dans la partie supérieure du dépôt, formé par turbulence ; (D) Dépôts constitués de calcarénites et calcilutites, issus d'écoulements turbulents. La partie inférieure, calcarénitique, montre de nombreux cortèges de figures sédimentaires, notez les figures de déformation précoce de type load-cast (flèche noire) qui soulignent le contraste lithologique entre les deux bancs; (E) Succession métrique exposant plusieurs bancs fins à la base, essentiellement formés de pélagites et calcarénites issues de dépôts turbulents. La partie supérieure est constituée d'un dépôt plus grossier présentant des ségragations granulométriques et des indices de fort hydrodynamisme.

Traction carpet

Le dépôt de ces écoulements hyperconcentrés alterne avec des turbidites plus fines ou des dépôts issus d'écoulement concentrés. L'affleurement de Ksamil est le seul parmi ceux étudiés à exposer clairement des faciès de type *traction carpet*. Un agencement particulier du dépôt révèle des inversions granulométriques fréquentes et une organisation en intervalles décimétriques granulométriquement homogènes mais différents entre eux (Fig. 14C). De la même manière que pour les dépôts issus d'écoulements hyperconcentrés et *debris flows*, les dépôts de *traction carpet* sont souvent constitués d'un cortège turbiditique à leur sommet.

Les dépôts pélagiques

Les dépôts pélagiques, issus de processus de décantation et qui témoignent d'un arrêt de la re-sédimentation, sont peu développés à Ksamil. Certains dépôts turbiditiques (Fig. 4.15D) révèlent néanmoins un terme purement décantatoire (terme *te* Bouma) d'épaisseur décimétrique. Les faunes pélagiques révélées dans ces dépôts attestent d'un export de matériel carbonaté principalement durant le Campanien-Maastrichtien.

b. Saranda

La structure géologique en boutonnière de l'affleurement de Saranda permet d'observer à distance la totalité de la succession du Crétacé. Cette dernière affleure remarquablement (Fig. 4.14), bien que largement végétalisée dans sa partie inférieure. Deux horizons d'une vingtaine de mètres d'épaisseur chacun se démarquent dans le paysage à la base de la coupe du Crétacé Supérieur (Fig. 4.14). Ils révèlent des bancs fins de calcaires pélagiques associés à un développement important d'un sol et de la végétation. Ce dernier s'explique par la présence de roches phosphatées, observables sous forme de roches cristallines jaunâtres en profondeur (quelques dizaines de centimètres) et largement pédogénisées en surface.

Deux *debris flows* sont mis en évidence dans la partie inférieure de la coupe (Fig. 4.14B). Le matériel remanié atteste d'une importante proportion de boue carbonatée et de silex proéminents (jusqu'à 1 m). Sur l'ensemble de la coupe, les bancs sont en général inférieurs à 50 cm d'épaisseur et dominés par les dépôts issus d'écoulements concentrés à turbiditiques à dominance calcarénitique (Fig. 4.14A). Les séquences de type Bouma (1962) et *base-of-cut out* sont fréquentes, exposant régulièrement les cortèges de figures sédimentaires correspondant aux termes *ta* à *td*. Un intervalle d'environ 20 mètres (entre 100 et 120 m) révèle une succession de dépôts similaires entre eux, quasi-exclusivement constitués de séquences de Bouma tronquées (*truncated sequences*) présentant les termes *ta* et *tb* ou *ta-tc* (Fig. 4.14A). L'absence des termes supérieur de la séquence de Bouma (*td*, *te*) pourrait

indiquer un transit sédimentaire important à Saranda et l'existence de phénomènes de *bypass*.

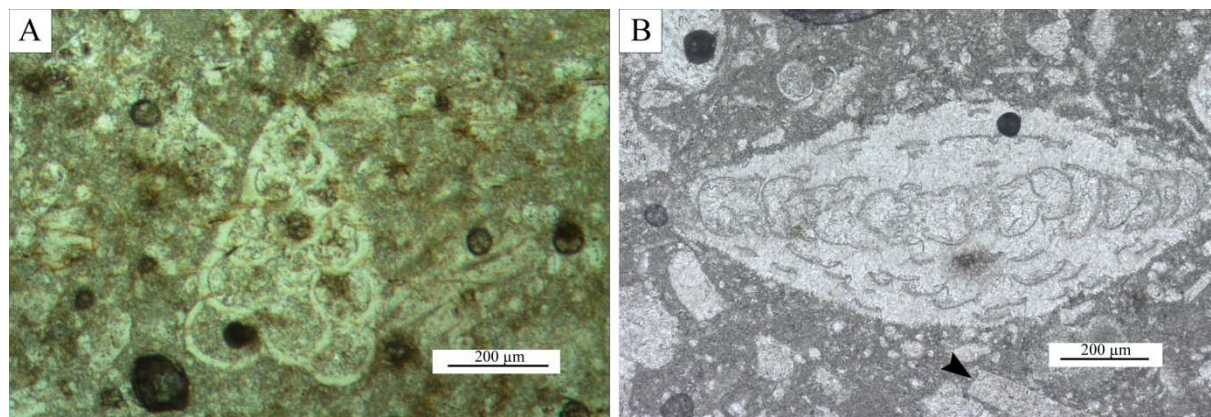


Figure 4.16: Exemples de microfaciès à Saranda, (A) *Racemigumbelina fructicosa*, (B) *Orbitoites* et fragment d'inocérane (flèche).

L'observation en lames minces des dépôts turbiditiques révèle des faunes benthiques parfois bien conservées (*Orbitoites*, *Miliolidae* ; Fig. 4.16B) ou altérées (Rudistes, Inocérames ; Fig. 16B). Les faunes pélagiques du Campanien - Maastrichtien sont largement représentées (ex : *Racemigumbelina fructicosa*, Fig. 16A).

3.3. Description des dépôts issus de mouvements de masse

A Ksamil et Saranda, les *slumps* observés sont toujours associés à des dépôts grossiers (calcirudites) composés de débris de rudistes (centimétriques) de silex et de lithoclastes. A Saranda et pour certaines déformations (la première, S1 notamment), l'affleurement permet une description structurale des plis, l'observation de ruptures de bancs et de structures de boudinage. Les bancs sont tous individualisables. Ce n'est pas le cas pour les déformations S2a et b, les structures internes sont difficilement discernables. Elles sont constituées de deux barres abruptes et bien régulières sont séparées par un intervalle peu épais (0.75 m) non déformé (Fig. 4.14). Des figures de déformation précoces sont observées à la base des deux évènements. Le matériel constitutif est grossier, et comprend des clastes pluri-centimétriques à la base, avec une légère évolution granulométrique vers le sommet. Les bancs sont difficilement individualisés, quelques couches verticales sont discernables à la base de S2a. Ces observations attestent de phénomènes de dilution probablement plus importants que pour le premier évènement S1. Le dernier intervalle affecté de déformations précoces présente des séries sédimentaires légèrement *slidées* composées principalement de matériel calcarénitique (Fig. 4.14A). Les bancs sont régulièrement affectés de structures *en assiette*, légèrement concaves.

4. Zone n°5 : Le Mali Gjere

4.1. Présentation de la zone d'étude

Les montagnes du Mali Gjere s'étendent selon une direction NNW-SSE sur une distance d'une quarantaine de kilomètres depuis Mashkullora au Nord et au-delà de Pepeli au Sud (Fig. 4.17). Les plus hauts sommets dépassent les 1500 mètres et sont situés dans les formations du Crétacé (Fig. 4.17 & 4.21).

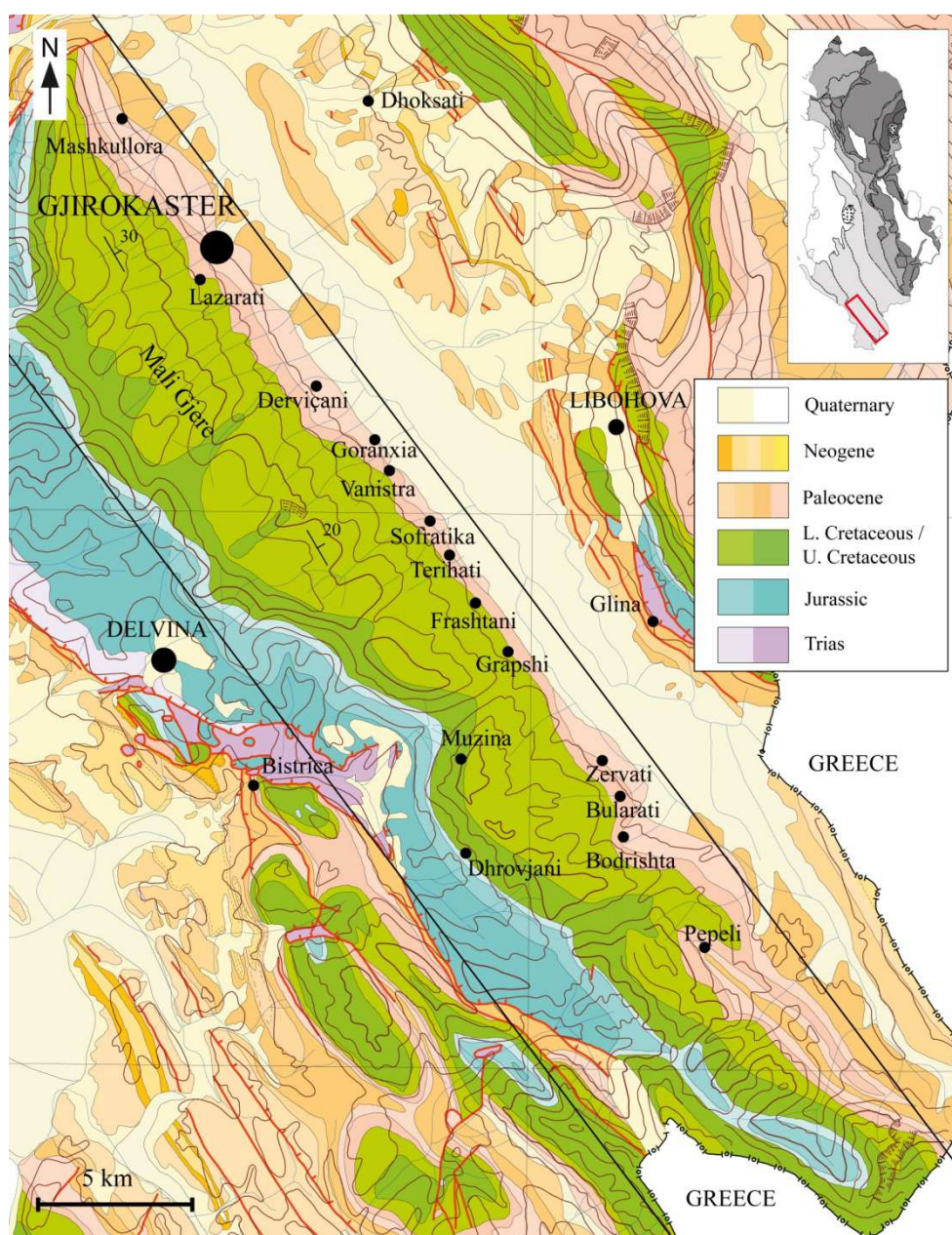


Figure 4.17: Cartographie de la zone n°5, modifié d'après Moisiu & Gurabardhi (2004).

La topographie révèle des pentes plus abruptes sur le flanc Ouest que sur le flanc Est. Elle est commandée par la structuration du front de chevauchement à vergence Ouest. Les dépôts les plus anciens, datés du Trias, sont exposés en contrebas de la structure, révélés par l'érosion dans la vallée de Bistrica et aux environs de Delvina (Fig. 4.17). Ces dépôts évaporitiques et dolomitiques forment le soubassement du chevauchement. La succession allochtone exposée dans le Mali Gjere fait affleurer de manière continue l'ensemble de la série du Mésozoïque et une partie du Cénozoïque (Paléogène). Cette structure monoclinale révèle des directions et pendages de bancs relativement constants d'orientation N120-130° et faiblement inclinés vers l'Est (20-30° ; Fig. 4.17). Cette configuration est propice à l'incision de nombreuses vallées étroites, toutes orientées SW-NE et qui révèlent en général la succession du Crétacé Supérieur au Paléocène (Fig. 4.17 & 4.21).



Figure 4.18: (A) Log détaillé de la succession de Muzina avec indication des bancs (M_1 , M_2 , M_3 etc.) et intervalles (S_1 , S_2 , S_3) majeurs ; (B) Panorama de l'affleurement de Muzina avec indication des bancs (M_1 , M_2 , etc.) et intervalles majeurs (S_1 , S_2 , S_3).

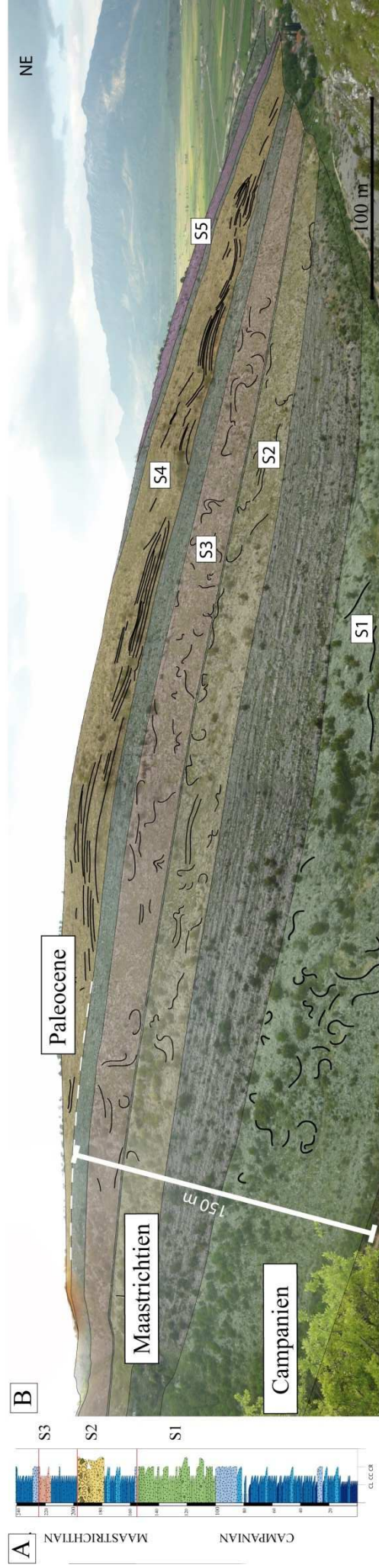


Figure 4.19: Log détaillé de la succession de Vanister avec indication des intervalles majeurs (S_1 , S_2 , S_3); (B) Panorama de l'affleurement de Vanister avec indication des intervalles majeurs (S_1 , S_2 , S_3).

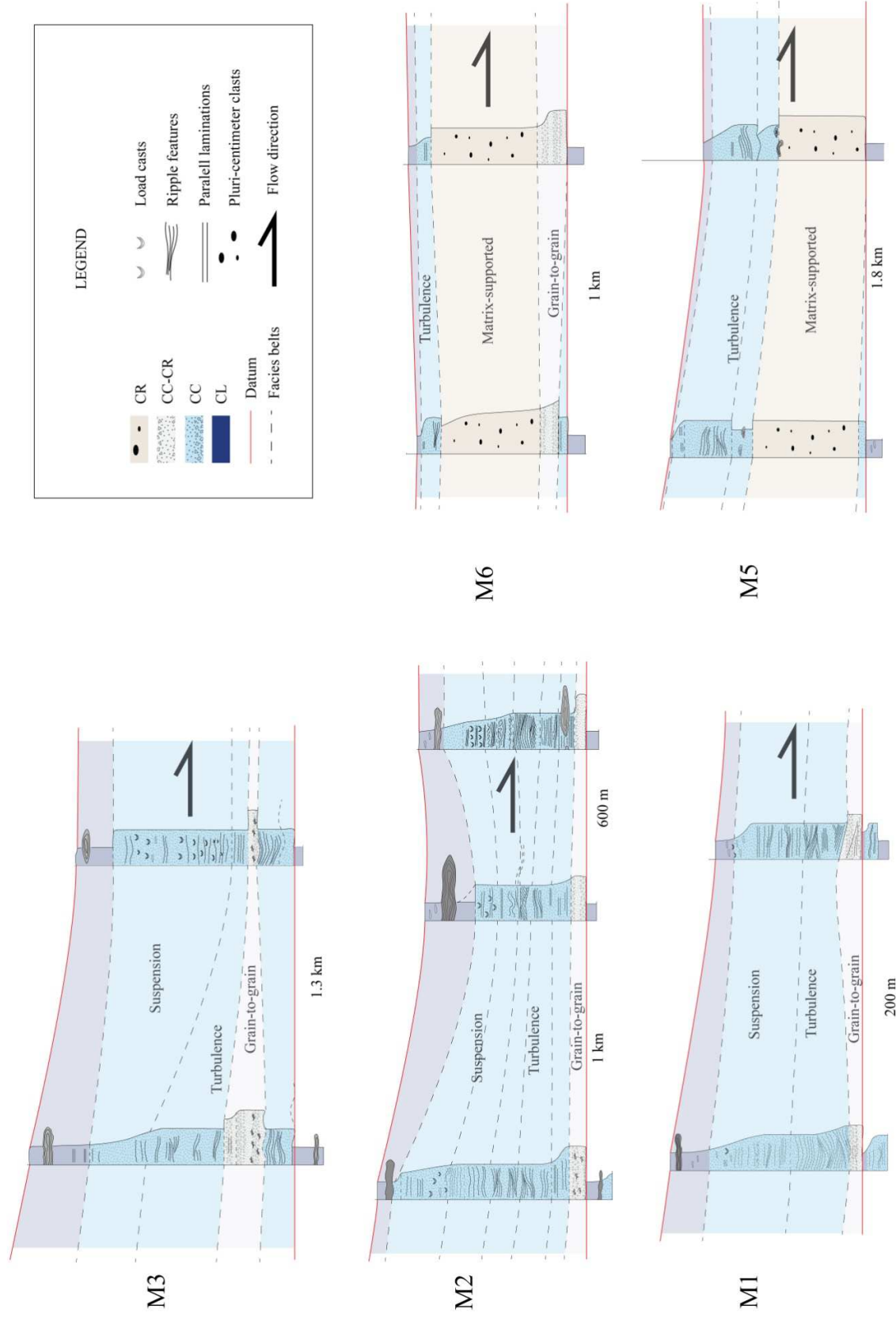


Figure 4.20: Représentation de la variabilité latérale des dépôts issus d'écoulements gravitaires. Les bancs représentés sont localisés sur le panorama de Muzina (M1-M6), ils sont tous orientés de l'Ouest (à gauche) vers l'Est (à droite). Le mécanisme de transport sédimentaire dominant est indiqué pour chaque intervalle qui compose le banc. La distance entre chaque log est indiquée. Abréviations : CL, Calcilutites ; CC, Calcarénites ; CR, Calcarudites.

La cartographie à l'échelle du Mali Gjere révèle une grande continuité des unités cartographiées et leur caractère non-érosif (Fig. 4.21). D'une vallée à l'autre (Fig. 4.18 & 4.19), le repérage dans la succession du Crétacé Supérieur au Paléocène se fait grâce à la morphologie des intervalles, alternativement tabulaires ou chaotiques (*slumps*).

4.2. Description des dépôts issus d'écoulements gravitaires

La succession du Crétacé Supérieur est constituée d'environ 300 mètres de dépôts à dominance de calcilutites dans la partie inférieure et de calcarénites et calcirudites dans la partie supérieure (Fig. 4.18 & 4.19). Une partie de la succession révèle des bancs très rectilignes qui attestent de variations latérales de faciès faibles à l'échelle kilométrique (Fig. 4.20). La dominance calcarénitique du matériel sédimentaire dans les dépôts issus d'écoulements gravitaires font du Mali Gjere en général et de la coupe de Muzina (Fig. 4.18) en particulier un exemple en terme d'illustration des figures sédimentaires (prédominance des écoulements turbulents).

Les structures sédimentaires de courant

Les structures sédimentaires de traction, issues d'un courant unidirectionnel sont largement représentées (Fig. 4.20). Certains intervalles exposent des litages plans dans les calcarénites. Ils sont régulièrement situés à la base des bancs ou juste au dessus du terme grossier du dépôt (*ta*). Ces intervalles sont communément pluri-centimétriques, mais certains peuvent atteindre quelques dizaines de centimètres et sont régulièrement associés à des laminations *low angle* (Fig. 4.22A). Les litages obliques de mégarides sont bien développés sur certains bancs métriques à pluri-métriques (Fig. 4.22C). Des litages de rides « en dômes et en creux » sont observés à la base des dépôts grossiers (calcirudites) issus d'écoulements concentrés. Le caractère commun de ces litages est le bon tri granulométrique, qui suppose un transport conséquent. Les litages de rides attestent d'un courant unidirectionnel moins véloce. Les rides à crête droite et rides chevauchantes (Fig. 4.22D) sont souvent représentées dans le terme *tc* des turbidites de Bouma (souvent plus développé que les autres termes ; Fig. 4.20).

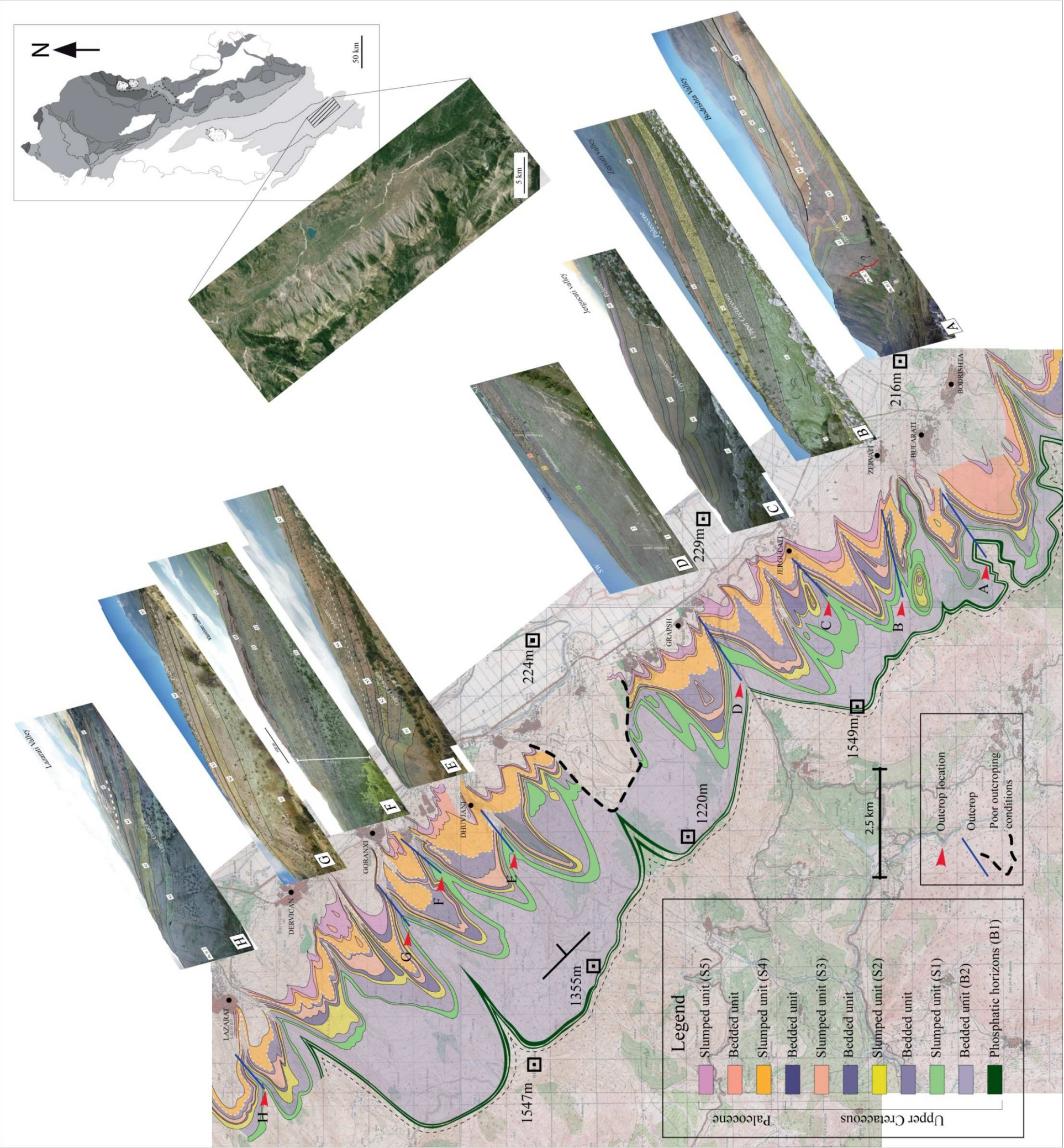


Figure 4.21: Cartographie des unités identifiées dans la succession du Crétacé Supérieur / Paléocène (zone n°5), Mali Gjere, et panoramas des vallées associées (A-H).

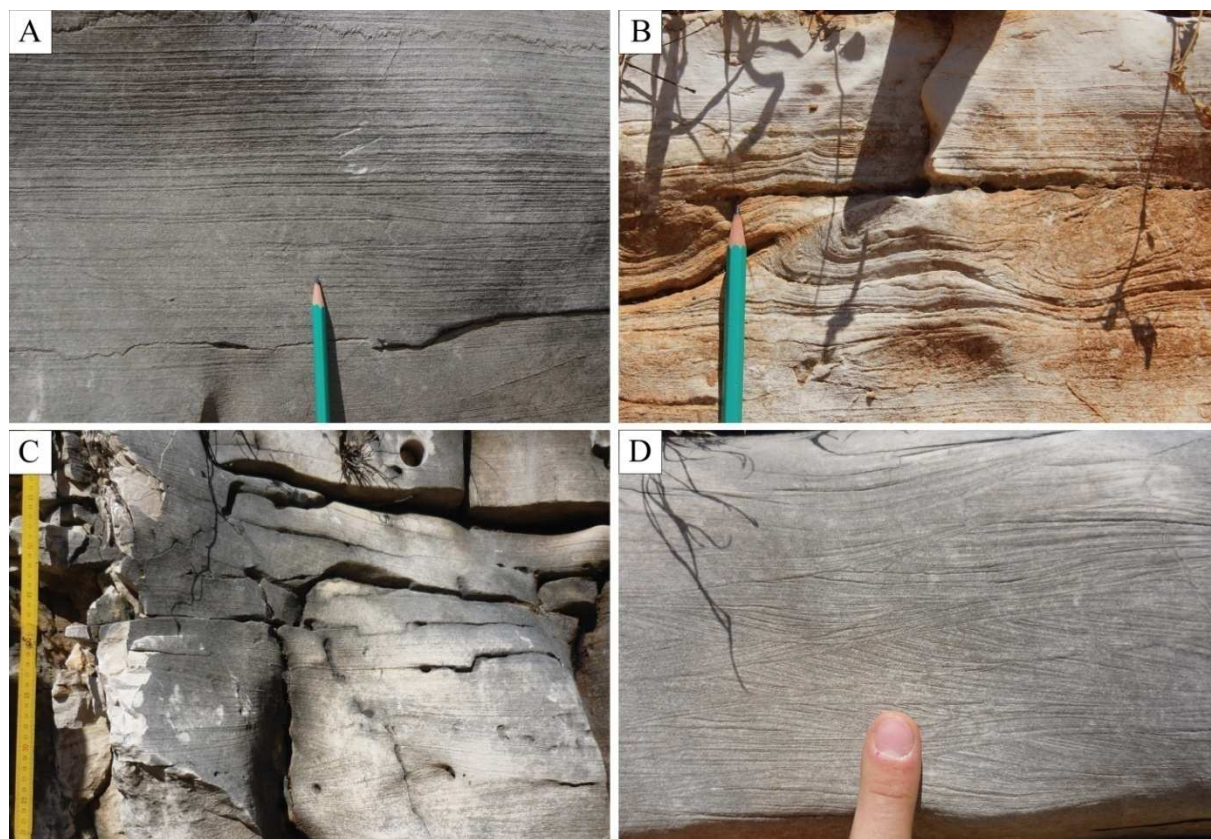


Figure 4.22: Faciès à l’affleurement à Muzina, (A) laminations planes, (B) figures de déformation précoce de type convolutes, et terme pélagique dans la partie supérieure, (C) litages entrecroisés de grande amplitude, (D) cortèges de rides chevauchantes in-drift et autres rides de courant unidirectionnel.

Les structures de déformation précoce

La décélération des écoulements turbiditiques et l’arrêt des épisodes de re-sédimentation est communément marqué par des structures de déformation précoces. Un intervalle composé de fines alternances (millimétriques) de calcarénites et calcilutites est régulièrement observé dans la partie supérieure des dépôts issus d’écoulements turbiditique. Un granoclasement général (décroissant) est observé depuis des calcarénites fines jusqu’à des calcilutites homogènes (Fig. 4.20). Ces laminations sont couramment accompagnées de figures de déformations précoces de types *load-cast*, convolutes (Fig. 4.20 & 4.22B), ou *pillar structures*. L’ensemble de ces structures atteste de déformations contemporaines du dépôt guidées par les différences granulométriques dans le sédiment non-consolidé.

Les figures sédimentaires observées attestent très largement d'un transport vers l'Ouest, depuis la Plateforme Apulienne (Fig. 4.20). Quelques bancs montrent en revanche un sens de l'écoulement vers l'Est qui suggère un apport depuis la plateforme de Kruja. En terme de volume des apports, la Plateforme Apulienne fournit beaucoup plus le bassin en matériel calciclastique que la plateforme de Kruja.

Les écoulements concentrés

On retrouve sporadiquement des dépôts constitués de matériel grossier, calciruditique. Les clastes sont centimétriques et le tri faible à moyen. Leur apparence à l'affleurement est caractéristique, aucune structure sédimentaire n'est discernable et le dépôt prend la forme de boules métriques à pluri-métriques écaillées dans la partie supérieure et coiffées d'un cortège de structures sédimentaires. Ces dépôts sont communément associés à une partie basale qui expose des litages en dôme et en creux et un tri granulométrique très bon avec des particules millimétriques (Fig. 4.20, M5 & M6).

4.3. Description des dépôts issus de mouvements de masse

Les mouvements de masse sont particulièrement bien exposés sur les affleurements étudiés de Zervati, Muzina et Vanister (Fig. 4.18 & 4.19) ainsi que sur l'ensemble du Mali Gjere (Fig. 4.21). Les variations en termes de structure, déformations précoces et épaisseur des intervalles remobilisés s'observe d'une vallée à l'autre. L'absence d'accidents tectoniques majeurs permet de se repérer aisément dans la stratification et d'apprécier les caractéristiques des différents *slumps*.

L'intervalle S1 atteste de déformations précoces de plusieurs types. Les caractères suivants ont été reconnus : plissements (non-coaxiaux et complexes), écrasement et elongation des couches (aspect anisopaque, Fig. 4.23D), rupture de bancs, charnières de plis isolées, boudinage, radeaux turbiditiques, désagrégation des bancs.

L'intervalle S2 est composite, deux types de matériaux sont sommairement séparés par un intervalle fin (environ 1 m) constitué de quelques bancs de calcarénites, lui-même largement affecté de déformations précoces (plissements intenses non-coaxiaux, ruptures de bancs). La stratification n'est pas identifiable dans le matériel sédimentaire. Les structures biseautées (*bottle neck*) ou lenticulaires, en boule, sont constituées de matériel grossier (clastes pluri-centimétriques, rudistes décimétriques).

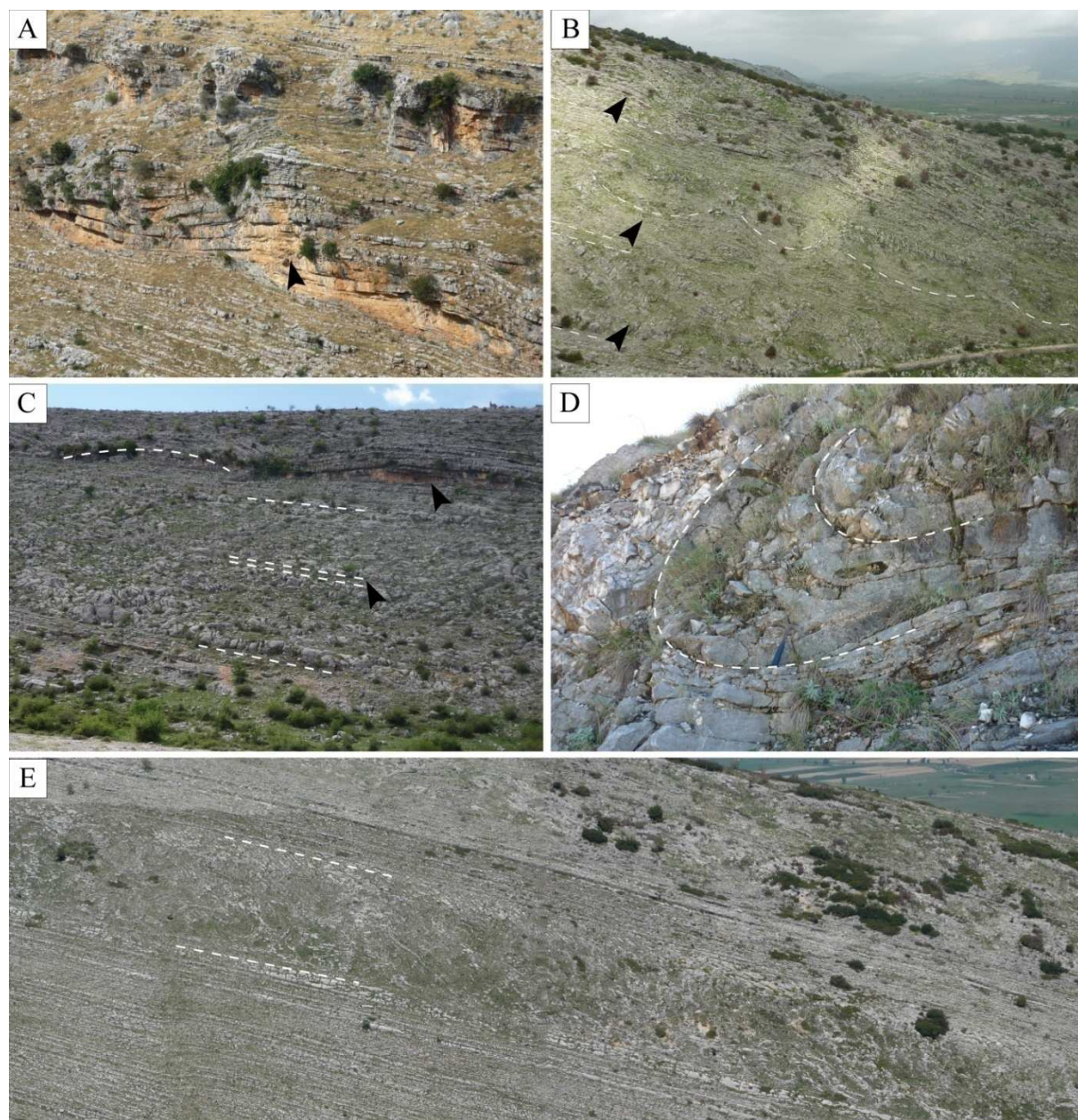


Figure 4.23: Exemple de mouvements de masse de type slump, (A) Structure de type piggy-back, (B) Succession présentant au moins 3 évènements distincts de destabilisation (flèches noires) comportant pour chacun des caractéristiques spécifiques de déformation et séparés par de fins intervalles tabulaires, (C) Exemple de slumps successifs : notez l'intervalle tabulaire qui sépare les deux premiers slumps (flèche noire), ainsi que les caractéristiques de déformation différentes du troisième évènement (flèche noire haut), (D) Détail d'un pli syn-sédimentaire au sein d'un slump, (E) Illustration de l'aspect chaotique des slumps et de leurs caractéristiques non-érosives au sein des successions de pente.

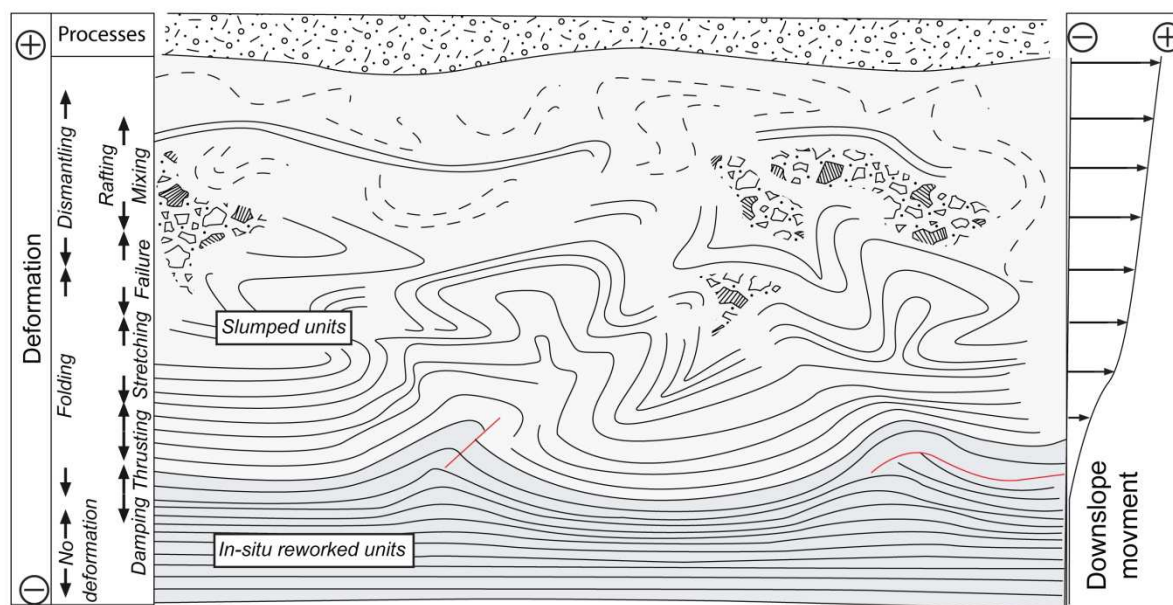


Figure 4.24: Schéma représentatif de certains mouvements de masse de type slump, qui combinent plusieurs modes de déformation des bancs.

L'intervalle S3 présente la singularité d'une intensification progressive de la déformation vers le toit de l'intervalle. Les déformations des bancs sont peu prononcées à la base (ondulations grande longueur d'onde et faible amplitude, de l'ordre de 10 m et 1 m respectivement). L'intervalle expose des figures de déformations précoces plus franches vers le toit : *pillar structures*, élongation des bancs, écrasements. La partie supérieure de l'intervalle ne permet pas une individualisation nette des bancs. Les plissements sont plus prononcés et des zones de mélange de matériel sédimentaire sont suggérées par des zones chaotiques où la structure des bancs n'est plus définie. Ce type d'intervalle (S3) regroupe plusieurs déformations (Fig. 4.24).

Chapitre 2 : Evolution sédimentaire du Bassin Ionien durant le Crétacé Supérieur

Ce chapitre reprend l'intégralité de l'article "Contribution to the understanding of the Ionian Basin sedimentary evolution along the eastern edge of Apulia during the Late Cretaceous in Albania" publié en janvier 2015 dans *Sedimentary Geology*, 317: 87-101.

**Contribution to the understanding of the Ionian Basin sedimentary evolution
along the eastern edge of Apulia during the Late Cretaceous in Albania**

Le Goff, J.^{1,2}, Cerepi, A.¹, Swennen, R.², Loisy, C.¹, Caron, M.³, Muska, K.⁴, El Desouky, H.^{2,5}

1, EA 4592 G& E, University of Bordeaux, ENSEGID-IPB, 1 allée Fernand Daguin, 33607 Pessac cedex, FRANCE, (johan.le_goff@ensegid.fr); 2, KU Leuven, Celestijnenlaan 200 E, B 3001 Heverlee, BELGIUM (Rudy.Swennen@ees.kuleuven.be); 3, Impasse de la Butte, 7, CH-1700 Fribourg, SWITZERLAND, (michele.caron@bluewin.ch); 4, Polytechnic University of Tirana, ALBANIA, (kristaqmuska@yahoo.fr); 5, Geology Department, Menoufia University, 32512 Shebin El-Kom, Menoufia, EGYPT (Geohamdy@yahoo.com)

Abstract

Integrated in the peri-Adriatic domain, the Ionian Basin extended along a NW-SE direction during the Late Cretaceous, limited on its sides by the Apulian and Gavrovo-Tripolitza (Kruja) platforms. The basinal / slope succession was studied in seven outcrops exposed in the Albanian thin-skinned fold and thrust belt. Sedimentological investigations, supported by bio- and chronostratigraphy were performed on calcareous Upper Cretaceous hemipelagites, gravity-flow deposits and slumps. The resedimentation in the Ionian Basin is governed by both surrounding platforms. The western part of the basin was studied, revealing a strong influence of the Apulian margin, alternatively shedding sediment basinward, by means of a tectonically controlled edge. Several sedimentation stages are identified. The Late Albian to Cenomanian period is characterized by the settling of muddy debrites along the margin. A deep basinal environment characterizes this period which prolongs until the Santonian, with no significant influx of the platform basinward. This sedimentary setting abruptly changed at the end of the Santonian, with an important calciclastic influx derived from both platforms. Gravity-flow deposits document coarsening and thickening upward sequences showing a progressive increase in sediment shedding during the Campanian. The Late Campanian-Early Maastrichtian period points out a major change in the resedimentation processes with the settling of several slumped units reworking thick sediment packages. The latter can be traced along the Apulian margin and document an eastwards downslope movement, testifying of instabilities along the edge of Apulia during this period.

Keywords: Albania, gravity-flow deposits, slump, Late Cretaceous, tectonic.

1. Introduction

Characteristic features of carbonate platform margins has for a long time instigated scientific investigations (Cook *et al.*, 1972; Read, 1982). Modern and ancient systems investigated throughout the world revealed significant differences when compared with their siliciclastic counterparts in terms of facies, morphology and dynamics. Among the characteristics of carbonate systems, common features are i) the “sheet-like” character of resedimented deposits (Crevello and Schlager, 1980; Schlager and Ginsburg, 1981; Mullins and Cook, 1986, Drzewiecki and Simó, 2002; Etienne, 2012), ii) the “line-source”, or apron-like morphology of many carbonate slopes (Mullins and Cook, 1986; Playton *et al.*, 2010), iii) the “highstand shedding” of carbonate platforms basinward (Droxler and Schlager, 1985; Eberli, 1991; Schlager *et al.*, 1994, Berner *et al.*, 2000). The Late Cretaceous paleogeography of the Neo-Tethys, dominated by a framework of carbonate platforms and basins (Channell *et al.*, 1979; D’Argenio *et al.*, 1980; Zappaterra, 1994), is adequate for the study of carbonate margin evolution. During this period, the Apulian and Gavrovo-Tripolitza (Kruja) platforms developed in the peri-Adriatic region, separated by the Ionian Basin. The latter exposes resedimented deposits that have been extensively studied by a number of authors in a small area, i.e. the Gargano promontory, exposing an example of a platform-to-basin relation (Borgomano, 1987, 2000; Bosellini *et al.*, 1993, 1999; Graziano, 2000, 2001; Hairabian *et al.*, this volume). In contrast, little information exists with regard to the sedimentary processes involved in the sedimentation of a thick succession of about 300 meter of Upper Cretaceous deposits outcropping in Albania. Dewever *et al.* (2007), Vilasi (2009) and Rubert *et al.* (2012) recently gave a first overview of the resedimented facies composing the basinal succession. Nevertheless, little assessment was provided regarding the sediment distribution along the Apulian carbonate margin and the basinal characteristics.

The aim of this paper is to understand the sedimentary dynamics of the Ionian Basin during the Late Cretaceous. Special attention is given to the identification of specific sedimentation stages related to the interplay between eustasy, tectonics and sediment supply governing the evolution of this carbonate system. The studied successions give new insights for the geometrical characterization of sediment accumulations along the Apulian edge at a reservoir scale. This architectural framework is potentially of high interest, considering that the Upper Cretaceous to Paleocene interval is recognized as the main oil bearing reservoir unit in Albania.

2. Geological setting

The Albanides (Channell *et al.*, 1979; Robertson *et al.*, 2000; Meço and Aliaj, 2000) are composed of seven litho-tectonic units or zones (Fig. 4.25) integrated in the Albanian fold-and-thrust belt (Swennen *et al.*, 2003; Vilasi, 2009) which extends along the country following a NNE-SSW orientation (Fig. 4.25). This structural framework is inherited from several phases of deformation that affected the deposits during the Alpine Orogeny from Late Eocene to Pliocene, following a westward propagation of the thrust front (Aubouin, 1959; Robertson *et al.*, 2000; Meço and Aliaj, 2000). In the south of Albania, the external Albanides are broadly exposed, revealing from east to west, the Kruja, Ionian and Sazani zones (Fig. 4.25B, C). These zones are respectively related to the Kruja Platform, the Ionian Basin and the Apulian Platform (Fig. 4.25A, B) which developed during the Mesozoic in the peri-Adriatic region (Channell *et al.*, 1979; Robertson *et al.*, 2000).

A syn-rifting regime is attested from the Middle Jurassic till the Early Cretaceous (Channell *et al.*, 1979; Zappaterra, 1994; Borgomano, 2000; Karakitsios, 2013). It is characterized by the progressive settling of a monotonous basinal sedimentation within the Ionian Basin, while platform sedimentation took place on the adjacent Apulia and Kruja Platforms (Brahimi *et al.*, 1992b; Zappaterra, 1994; Meço and Aliaj, 2000). A post-rifting regime is assumed from Early Cretaceous (Karakitsios, 2013) with an enhanced differentiation of the platform / basin system and a progressive influx of calciclastic material into the Ionian Basin provided from the Apulian and Kruja Platforms (Skourtsis-Coroneou *et al.*, 1995; Karakitsios, 2013). In Greece, autochthonous basinal sedimentation is attested in the Vigla Formation (Aptian - Early Turonian) while calciturbidites of mixed pelagic and benthic fauna (Skourtsis-Coroneou *et al.*, 1995; Karakitsios, 2013) compose the Senonian limestones. In Italy, the Ionian Basin deposits of the Gargano promontory expose megabreccias attesting syn-sedimentary tectonics affecting the Apulian platform during Aptian-Albian (Bosellini, 1993, 1999; Graziano, 2000; Borgomano, 2000; Hairabian *et al.*, this volume). During the Late Cretaceous, base-of-slope deposits composed of carbonate breccias and bioclastic grainstones are reported during the Cenomanian and Coniacian - Maastrichtian (Monte San Angelo, Nevarra, Caramanica Formations) while the Turonian corresponds to a sedimentary hiatus in the basin, related to an emersion phase of the platform (Borgomano, 1987, 2000). To the east, the influence of the Kruja Platform in the basinal resedimentation is less understood (Fig. 4.25A). However, periods of instabilities are recognized from the Santonian, responsible for a breakup of the platform in two distinctive parts (Heba and Prichonnet, 2009). The Early Maastrichtian to the Paleocene is marked by a discontinuity, which point out an emersion of the platform during this period (Landrein *et al.*, 2001; Heba and Prichonnet, 2006, 2009).

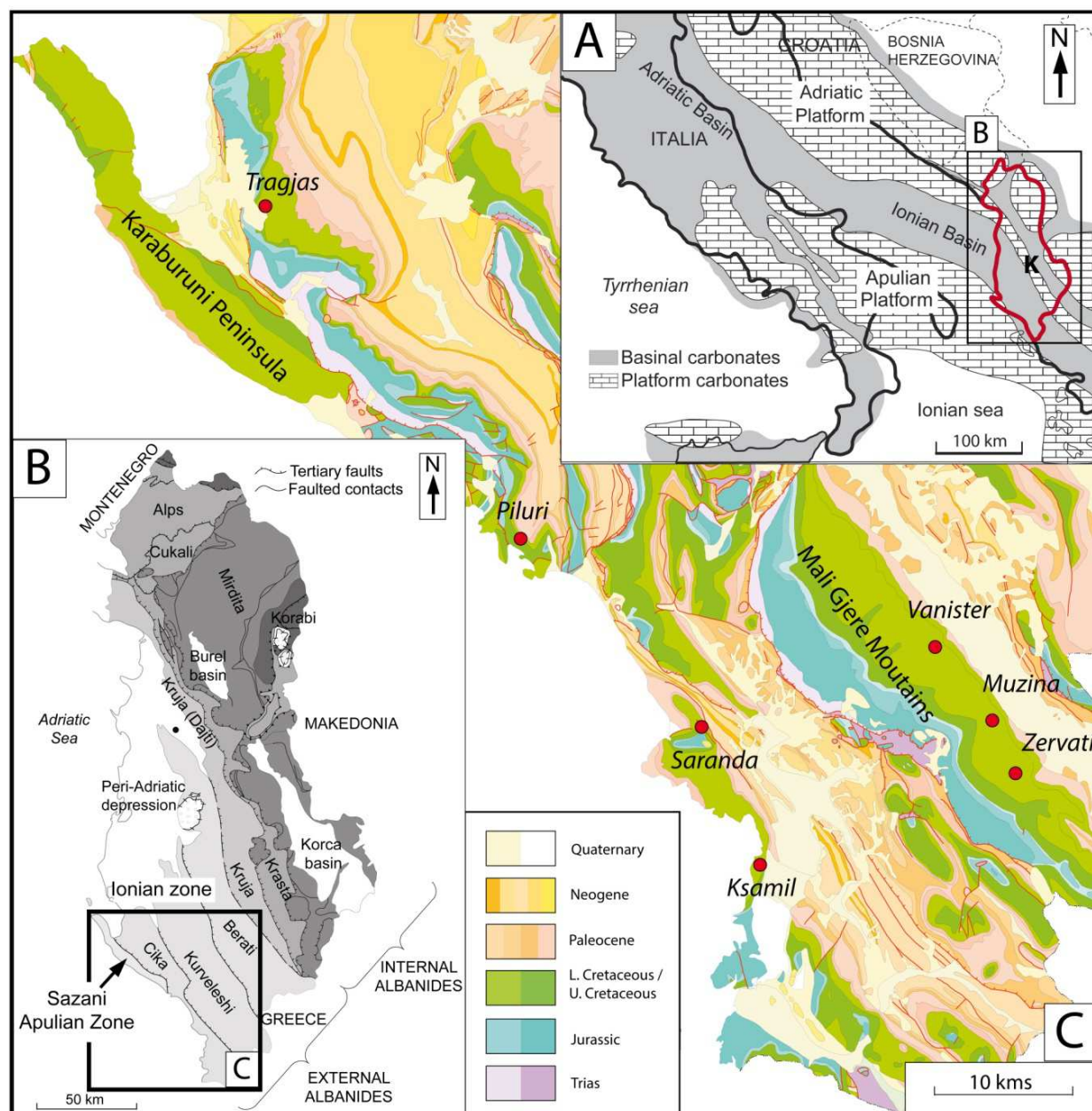


Figure 4.25: (A) Middle-Late Liassic to Late Cretaceous facies map of the peri-Adriatic region, modified from Rubert et al. (2012) and Zappatera (1994). Abbreviations: K, Kruja Platform. (B) Simplified litho-tectonic map of Albania, with indication of the study area (rectangle), modified from Moisiu et al. (2005) and Rubert et al. (2012). (C) Location of the studied outcrops, projected on the geological map modified from Moisiu et al. (2005).

3. Material and methods

3.1. Field investigation

Investigations were performed on seven outcrops situated within two of the three thrust belts in the Ionian Basin (Fig. 4.25B, C). To the west, the Cika belt was investigated in four different outcrops. From the NW to the SE, these are the Tragjas, Piluri, Saranda and Ksamil outcrops. To the east, the Kurveleshi belt was investigated in three outcrops across the Mali Gjere. From the NW to the SE they respectively correspond to the Vanister, Muzina and Zervati outcrops (Fig. 4.25C). Three outcrops (Vanister, Muzina and Piluri) studied by Rubert *et al.* (2012) were re-investigated. Basinal successions were studied in detail on a 1/50 scale. Granulometry, texture, biological compounds and sedimentary structures are recorded together with the description of gravity-flow deposits. Representative samples were taken for petrographic characterization. Considering the multi-layer syn-sedimentary deformation intervals within the basinal succession (Rubert *et al.*, 2012), a morphological characterization was performed based on a dual scale approach. First, panoramic pictures gathered from around 30 large-scale outcrops helped unraveling the deformation style of deformed intervals. Secondly, detailed deformation features described at the outcrop gave significant information to address the characteristics of the reworked layers and helped in unravelling the associated processes of reworking.

3.2. Biostratigraphy

On the basis of thin section petrographical descriptions, the determination of pelagic foraminifera provided significant information to deduce geologic ages of the studied successions. Our results were compared to previous studies focusing especially on the paleontology (Brahimi *et al.* 1987, 1992a) established for the Piluri and Muzina outcrops (Fig. 4.25B).

3.3. Strontium isotopes

The evolution during the Late Cretaceous is favorable for the application of Strontium Isotope Stratigraphy (SIS) since a clear rising trend exists through time, thus avoiding problems of “twin” ages. The Rb and Sr contents and the $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios were determined for a total of 18 representative carbonate samples from the Upper Cretaceous sections of Saranda, Dhuvjani (situated between Muzina and Vanister) and Vanister (Table 4.

1). One outcrop is related to a proximal setting (Saranda, Cika Belt, Fig. 4.25B), and two others are related to a distal setting (Vanister and Dhuvjani outcrops, Kurveleshi Belt, Fig. 4.25B). The Rb-Sr analyses were performed at the Department of Analytical Chemistry, Ghent University (Belgium). The carbonate powders were weighed in screw-capped Savillex® PFA vials and dissolved in 6 M HCl on a hotplate. The digests were subsequently evaporated to dryness and redissolved in 7 M HNO₃. The Rb and Sr concentrations were determined using a Thermo Scientific XSeries 2 quadrupole-based ICP-MS instrument using external calibration combined with Y as internal standard (Vanhaecke *et al.*, 1992). The ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr ratios were calculated from the ICP-MS elemental concentrations taking into account the Sr isotopic composition of the samples, following the procedures described by Vanhaecke *et al.* (1999). Sr was isolated from the sample matrix using a Sr spec™ resin, following the isolation procedure of De Muynck *et al.* (2009). Sr isotopic measurements were performed using a Thermo Scientific Neptune MC-ICP-MS instrument. The intensities obtained for ⁸³Kr and ⁸⁵Rb were used to correct for the Kr and Rb interferences (Balcaen *et al.*, 2005). The Sr isotopic ratios were normalized to the accepted ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr ratio of 0.1194 (Steiger and Jäger, 1977). Blank Sr signals were negligible compared to the Sr intensities encountered for samples and standards. Repeated analyses of the NIST SRM 987 SrCO₃ over the duration of this study yielded an average ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratio with a corresponding 2σ uncertainty interval of 0.710299 ± 0.000022 (n = 33), well in agreement with the accepted ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratio of 0.710248 for this material (Thirlwall, 1991). The ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios of the samples were normalized to the value of 0.710248 for NIST 987.

4. Bio and chronostratigraphic results

4.1. Biostratigraphic analysis

Four main biostratigraphic zonations can be individualized within the studied successions, namely: i) the Lower Albian to Cenomanian interval, which constitutes the basal part of the studied successions. It is characterized by an association of *Ticinella* sp., *Biticinella* sp. (*breggiensis*) and *Rotalipora* sp. (*ticinensis*) (Fig. 4.24). They are regularly associated with abundant radiolaria. ii) the Turonian to Lower Senonian (Coniacian and Santonian) interval is defined with the occurrence of *Helvetoglobotruncana* sp. (*helvetica*), *Dicarinella* sp. (*primitiva*, *imbricata*), *Praeglobotruncana* sp. (*turbinata*), and *Marginotruncana* sp (Fig. 4.24). Those species were poorly recognized in thin sections. iii) the Campanian-Maastrichtian possesses a rich fauna association. *Globotruncanita* sp. (*stuartiformis*, *stuarti*, *angulata*, *conica*), *Globotruncana* sp. (*lapparenti*, *linneiana*, *arca*, *bulloides*, *ventricosa*), and *Rugoglobigerina* sp. were identified within the deposits (Fig. 4.26). iv) the Paleocene interval

is marked by the presence of *Morozovella* sp., *Subbotina* sp., *Woodringina* sp., *Globigerina* sp., *Gumbelitria* sp. and *Igorina* sp. (Fig. 4.26).

4.2. Chronostratigraphic analysis

The Sr-isotope results of the 18 analyzed samples are given in table 4.1, and numerical ages are inserted alongside their respective stratigraphic position in figure 4.26. Values range from 0,707447 to 0,707860. All samples display very low $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ratios (mean = 0,0038, Table 4.1), thus no correction for the Rb decay needed to be carried out. The numerical age of each carbonate sample was obtained by comparing its $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio with the Late Cretaceous global seawater curve of the LOWESS look-up table version 4:08/04 (Mc Arthur *et al.*, 2001). The lowest $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio suggests a Santonian age (85,22 Ma, Table 4.1, Fig. 4.26) while the highest values (samples 5, 9 and 18) are undefined by the LOWESS look-up table. The trend of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio shows an increasing trend during the Late Cretaceous, and evidences a decreasing trend from the K/P limit and during the Paleocene. During the Latest Cretaceous, Sr isotope ratios of the Cretaceous marine seawater reached to their maximum before they decline again at the beginning of the Paleocene (McArthur *et al.*, 1998). At this transition period, the marine seawater possessed abnormal Sr isotope values (McArthur *et al.*, 1998), which are excluded in the statistical best fit of the LOWESS look-up table. Consequently, it is assumed that samples 5, 9 and 18 belong to the youngest part of the Late Cretaceous (~65.5 Ma) near the K/P transition. Minor incompatibilities are evidenced for samples 10 and 16 sampled in calcilutitic sediments with calcarenitic lenses. Sample 10 suggests an older age than sample 9, whereas sample 16 suggests an older age than sample 17 (Table 4.1, Fig. 4.26). The Sr-isotope data obtained from the different studied sections spread from Santonian times to till the Cretaceous / Paleocene boundary age.

Bio- and chronostratigraphical results obtained for the Upper Cretaceous carbonate deposits of the studied successions are in line with each other (Fig. 4.26). The K/P limit pointed out by Rubert *et al.* (2012) in the Muzina and Vanister outcrops is confirmed by the stratigraphical data, and can be confidently extended over the Mali Gjere Mountains (Fig. 4.25C). Chronostratigraphical analysis is undoubtedly suitable to precise the timing of deposition during the Campanian-Maastrichtian. Significant thicknesses of deposits are documented in the Ionian Basin during this long time interval (18 Ma) and the definition of pelagic foraminifera associations remains limited to discriminate the two time periods. Moreover, the chronostratigraphic analysis is of considerable interest to accurately precise ages of specific strata. In this regard the first well-bedded gravity-flow deposit covering each slump

unit (1, 2, and 3, Fig. 4.26) allows to accurately constrain the age of the underlying destabilization. However, the timing of deposition could be improved in the lower part of the Upper Cretaceous succession. The chronostratigraphical analysis, coupled with biostratigraphical control on pelagic foraminifera gives good perspectives in this way.

Sample Number	Outcrop	Stratigraphic Position	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	2 σ	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2 σ	Age	
1	Saranda	48	0.010159	0.000172	0.707447	0.000034	85.22	SANTONIAN
2	Saranda	96	0.011217	0.000080	0.707481	0.000037	83.12	CAMPANIAN
3	Saranda	113	0.006505	0.000112	0.707703	0.000062	71.94	CAMPANIAN
4	Saranda	177	0.000558	0.000022	0.707774	0.000040	69.12	MAASTRICHTIAN
5	Saranda	210	0.001360	0.000041	0.707843	0.000027	65.57	K/P
6	Vanister	15	0.006864	0.000088	0.707720	0.000014	71.60	CAMPANIAN
7	Vanister	64	0.004797	0.000032	0.707743	0.000027	70.45	MAASTRICHTIAN
8	Vanister	77	0.000718	0.000019	0.707760	0.000006	69.71	MAASTRICHTIAN
9	Vanister	139	0.004617	0.000081	0.707838	0.000017	65.57	K/P
10	Vanister	148	0.002958	0.000017	0.707815	0.000001	66.97	MAASTRICHTIAN
11	Dhuvjani	44	0.003128	0.000053	0.707487	0.000029	82.74	CAMPANIAN
12	Dhuvjani	173	0.005957	0.000093	0.707673	0.000008	72.93	CAMPANIAN
13	Dhuvjani	215	0.001063	0.000026	0.707681	0.000052	72.65	CAMPANIAN
14	Dhuvjani	243	0.002125	0.000036	0.707741	0.000022	70.55	MAASTRICHTIAN
15	Dhuvjani	260	0.000871	0.000010	0.707772	0.000012	69.20	MAASTRICHTIAN
16	Dhuvjani	281	0.003398	0.000081	0.707822	0.000016	66.66	MAASTRICHTIAN
17	Dhuvjani	289	0.002682	0.000099	0.707780	0.000031	68.85	MAASTRICHTIAN
18	Dhuvjani	302	0.009575	0.000134	0.707860	0.000033	65.57	K/P

Table 4.1: $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios and the corresponding numerical ages of the 18 carbonate samples from the Upper Cretaceous sections of Saranda, Vanister and Dhuvjani (with standard deviation for $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} < 0.0002$; 2SD of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.00007$). The ages are derived from the LOWESS look-up table (version 4:08/04; Howarth et al., 1997; Mc Arthur et al., 2001). Abbreviation: K/P; Cretaceous / Paleocene limit.

5. Sedimentary beds

Based on the concept that “each turbidite is the result of a single, short-lived event, and once deposited it is extremely unlikely to be reworked by other currents” (Walker, 1984), the following classification embraces the notion of individual elements (Stow, 2000). Thus, in this study, descriptions focus on single depositional events represented in vertical sequences that form beds (Kneller *et al.*, 2003), which consist of several subdivisions characterized by specific sedimentary structures (Bouma, 1962; Lowe, 1976, 1982; Stow and Shanmugam, 1980; Kneller *et al.*, 2003). A brief description follows below, whereby sedimentary structures are depicted for each bed. Some field illustrations are presented in figure 4.27. An

interpretation in terms of dominant grain support mechanism following the classification of Mulder and Alexander (2001) is given for each bed, and represented in figure 4.28. Based on the comparison with another carbonate slope system presenting similar deposits (the Bahamas, Mullins and Cook, 1986), beds are further grouped into facies associations and related to depositional environments.

5.1. Matrix-rich conglomerates (Facies B1, B2, and B3)

Three types of beds can be integrated in facies association 1 (FA1).

Polygenic limeclast beds (B1) correspond to thick (8 to 12 meter) deposits exposing large (up to 30 centimeter across) poorly-sorted carbonate clasts in a muddy calcilutitic matrix (Figs. 4.27 & 4.28). Lithified clasts exposing both neritic (abundant benthic foraminifera and rudists) and slope contents (planktonic foraminifera, cherts, fragments of calcarenitic laminated beds) testify of uphill erosion. The lack of erosional features associated to sheet-like morphologies and relatively high matrix proportions suggest a cohesive behavior and freezing depositional mechanism relating these deposits to debris flows (Mulder and Alexander, 2001).

Polygenic graded beds (B2) refer to 2 to 10 meter thick deposits exposing various platform debris (including coarse rudist debris and bioclasts) and well-sorted grainy slope particles (calcarenites to calcirudites) within a well-defined graded succession (Fig. 4.28). Load features and pillar structures are regularly present at the base. They are associated to hyperconcentrated density flows (Mulder and Alexander, 2001).

Muddy debrite beds (B3) expose 2 to 8 meter of non-graded sediments containing a high-proportion of calcarenites and calcilutites. Outsized cherts and lithified platform clasts are sporadically associated to the deposit (Figs. 4.27 & 4.28). Creeping features (Mulder and Cochonat, 1996) plus pillar structures at the base of the deposit testify of a cohesive behavior influenced by matrix strength (Mulder and Alexander, 2001).

Depositional environment of FA1: Similar deposits have been reported along bank / reef carbonate margin scarps as well as from inner apron settings (Facies F of Mullins and Cook, 1986; Colacicchi, 1986). Occurrences of such facies are more restricted in outer apron settings.

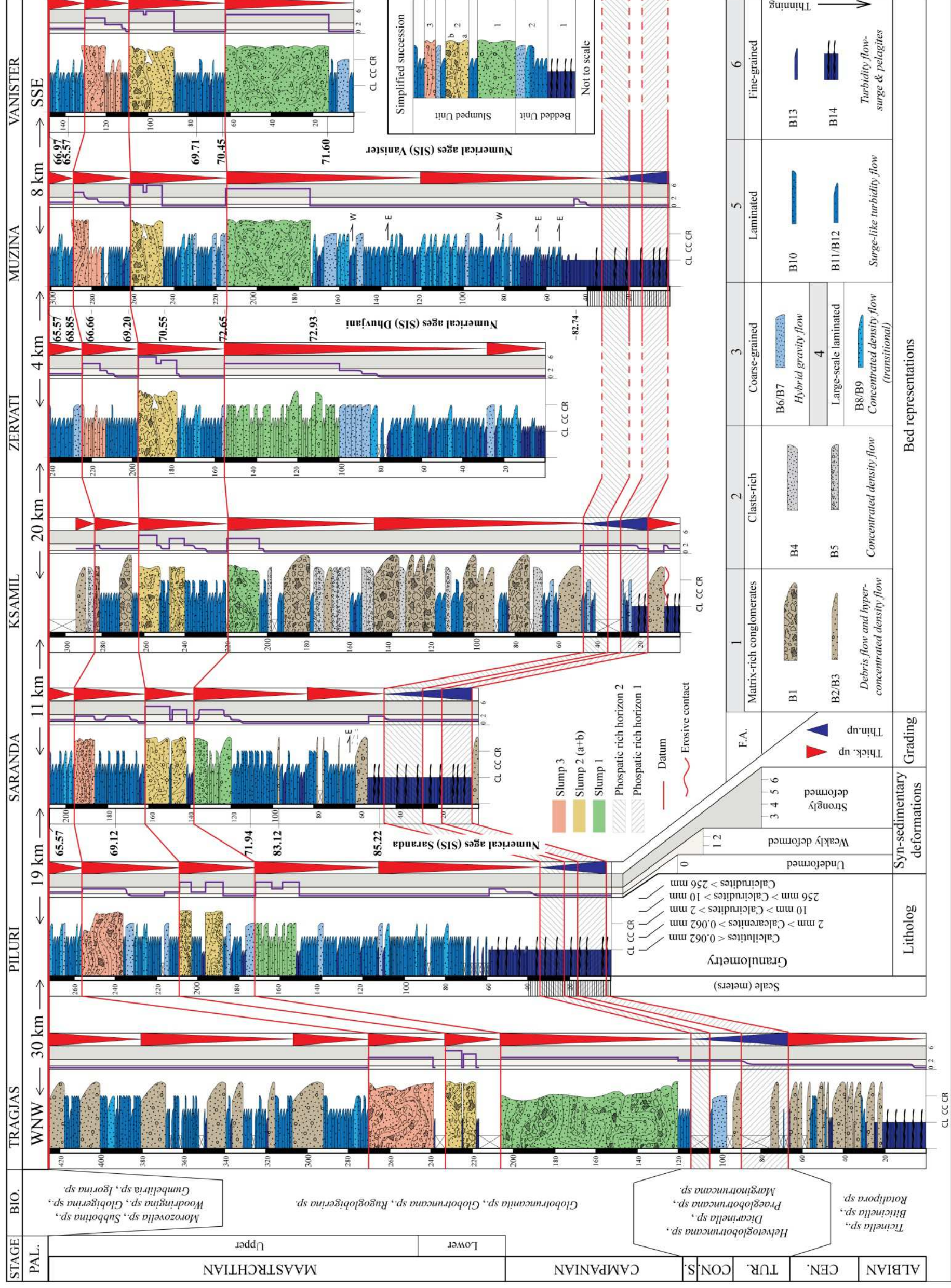


Figure 4.26: Regional correlation connecting the outcrops of the Cika Belt in the West (Tragjas, Piluri, Saranda and Ksamil) and the Kurveleshi Belt in the East (Zervati, Muzina and Vanister). See figure 4.25 for outcrop locations. For each outcrop the litholog representation displays: i) the type of sedimentary bed (summarized at the bottom right) with associated granulometry (notice that for facies associations (FA) 5 and 6, thicknesses of the beds are not respected); ii) syn-sedimentary features, characterized with six individual patterns, see text for explanations; iii) coarsening and thickening upwards trends. Timing of deposition is presented to the left, based on biostratigraphy using pelagic foraminifera. Numerical ages obtained with chronostratigraphic analysis are directly reported in bold to the left side of lithologs. Data obtained in Dhuvjani (Table 4.1) can also be used in Muzina since the outcrops are 6 km apart from each other and display the same pattern of deformed and undeformed strata. Phosphatic-rich horizons 1 and 2 are represented for Zervati and Vanister outcrops since they are continuously reported in the Mali Gjere (figure 4.25C). For Piluri, Saranda and Muzina outcrops, observation is regularly hampered by vegetation on the two phosphatic-rich horizons. Notice the designation of the sediment packages given in the simplified succession to the right. Abbreviations: CEN., Cenomanian; TUR., Turonian; CON., Coniacian; S., Santonian; PAL., Paleocene; BIO., Biostratigraphy ; CL, Calcilutites ; CC, Calcarenites ; CR, Calcirudites. ; F.A., Facies associations; SIS, Strontium Isotope Stratigraphy.

5.2. Clasts-rich deposits (Facies B4, B5)

Two types of beds can be integrated in facies association 2 (FA2).

Clast-rich conglomerate beds (B4) are exposed in 3 to 6 meter thick deposits. Alternatively graded and inversely grading successions with pronounced horizontal fabric of pebbly sub-rounded clasts (2-10 centimeter across) make up the deposit, while matrix is of minor importance (Fig. 4.28). Vertical-size segregation attests of non-cohesive transportation of the grains, referring to concentrated density flows (Mulder and Alexander, 2001).

Planar-laminated granular beds (B5) (2-3 meter in thickness) document decimeter to pluri-decimeter thick sheet-like stacking of frequently inversely graded layers with numerous grain-size breaks (Figs. 4.27 & 4.28) and major disturbances such as large-scale convolutes. Sedimentary structures point to grain-to-grain and grain-to-bed interactions during deposition, referring to concentrated density flow (Mulder and Alexander, 2001).

Depositional environment of FA2: Similar facies are documented from upper slope and inner apron environments by Mullins and Cook (1986), where they are identified as facies A.

5.3. Coarse-grained deposits (Facies B6, B7)

Two types of beds can be integrated in facies association 3 (FA3). They are described as pebbly/cobbly sequences in Rubert *et al.* (2012).

Muddy coarse-grained beds (B6) (2 to 5 meter in thickness) comprise poorly graded calciruditic particles. Load-casts and outsized clasts usually made up of cherts regularly

occur. The base of the deposit may display large-scale laminations and / or spaced-planar laminations in a clean calcarenitic interval (Figs. 4.27 & 4.28). This deposit is interpreted as a hybrid gravity-flow (Davis *et al.*, 2009; Haughton *et al.*, 2009) comprising concentrated density flow at the top and a clean laminated calcarenitic layer at the base (Haughton *et al.*, 2009).

Muddy beds (B7) with crude laminations make up 1 to 2.5 meter thick deposits exposing a basal coarse part displaying crude laminations. The upper part regularly documents large scale megaripples within a calcarenitic granulometry (Fig. 4.28). These beds are associated with a concentrated density flow (Mulder and Alexander, 2001) with a poorly cohesive behavior at the base and surge-like turbidity flow at the top formed by progressive dilution of the upper part (Hampton, 1972; Fisher *et al.*, 1983; Talling *et al.*, 2012).

Depositional environment of FA3: Comparable deposits are described as pebbly calcarenites by Mullins and Cook (1986; facies A), exposing a basal debris flow and upper turbiditic cap (Hampton, 1972). They are mostly found in outer apron settings (Mullins and Cook, 1986).

5.4. Large-scale laminated deposits (Facies B8, B9)

Two types of beds can be integrated in facies association 4 (FA4). They are described as large-scale lamination sequences in Rubert *et al.*, 2012.

Large-scale laminations compose the base of **calcarenitic-dominated beds** (B8). After a grain-size break, the overlying part is composed of a thin poorly sorted coarse calciruditic interval containing a high proportion of rudist fragments. A slight normal grading trend is documented upwards where calcarenites exposing planar laminations predominantly occur (Fig. 4.28). Slight granulometric alternations evidence of post-sedimentary load-effects disturbing the original planar-lamination structures. The medium to coarse grain-size of the material, relatively good sorting and thickness of the bed suggest a concentrated density flow. However, the development of ripple-like structures at the top suggests a turbulent support mechanism of the grains (Mulder and Alexander, 2001).

Calcarenitic-graded beds (B9) expose a well-defined normal grading present all over the vertical extension of the deposit (1 to 2 meter thick), exposing alternations of planar-horizontal and large-scale cross-laminations made of calcarenitic material (Figs. 4.27 & 4.28). The uppermost part of the deposit exposes calcarenites-rich load-casts and convolute laminations followed upwards with calcilutites commonly associated with *in-situ* chert layers. Rich-laminations and calcarenitic particles attest of mixing and dilution of the flow (Talling

et al., 2012) and turbulent support of the grains. These beds are assigned to concentrated density flow (Mulder and Alexander, 2001).

Depositional environment of FA4: These deposits are related to well-graded sequences, similar to facies A as described in Mullins and Cook (1986). Dilution and mixing of debris flows evidenced by ripple and parallel laminations relates them to an outer apron setting.

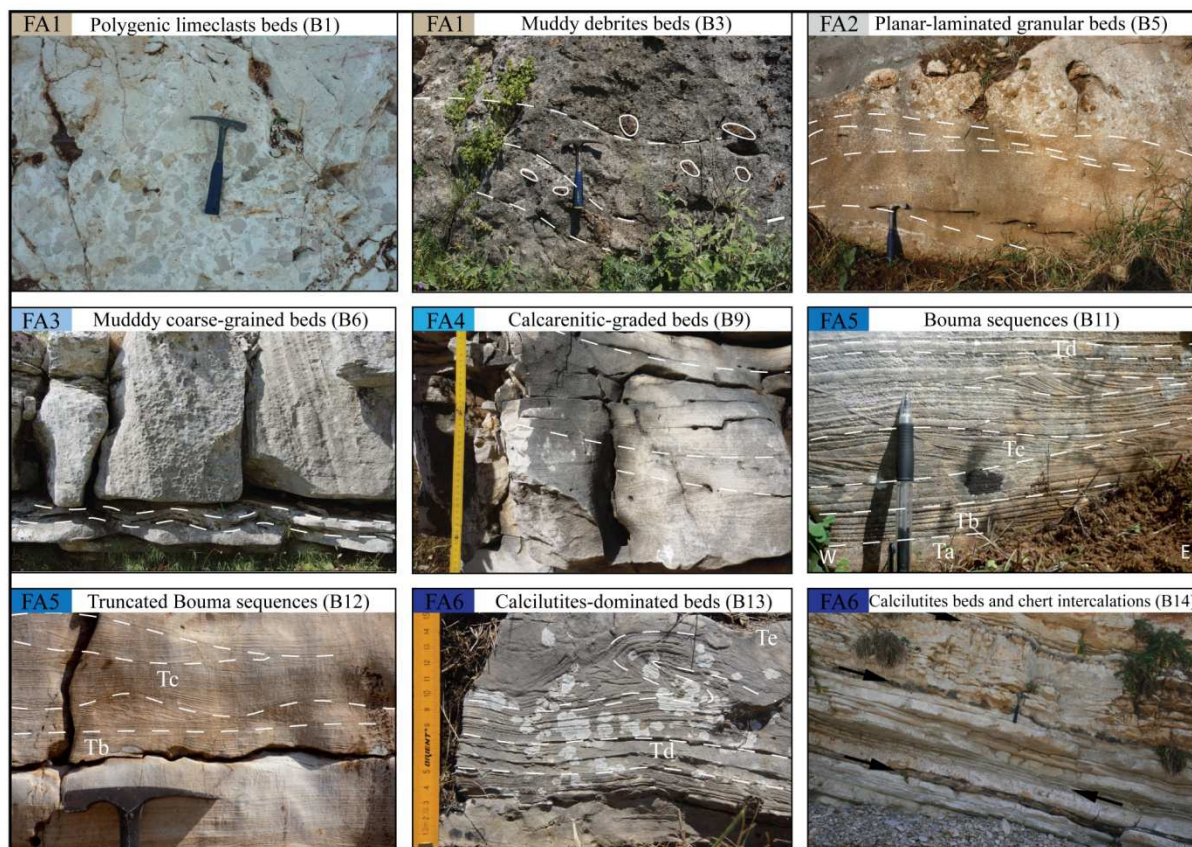


Figure 4.27: Few examples of the facies recognized in the field, from top to bottom and left to right: Polygenic limeclasts (B1); Muddy debrites (B3), note encircled platform clasts and cherts. Dashed lines stand for crude laminations observed in the bed; Planar-laminated granular beds (B5), note the laminations (dashed lines) underlining the vertical-size segregation of particles; Muddy coarse-grained beds (B6), note the segregation into a basal, calcarenitic laminated part (dashed lines) and the poorly-graded upper part of the deposit. Thickness of the bed is about 1.5 meter; Calcarenitic-graded beds (B9), note the large scale laminations underlined by dashed lines, thickness of the bed is 45 centimeter; Bouma sequence (B11), with subdivisions characterized by specific sedimentary structures Ta, b, c, d, or Bouma terminology (1962), and the eastwards migration of ripples features; Truncated Bouma sequence (B12), note the sedimentary structures consisting in planar laminations (Tb term) and ripples-like features (Tc); Calcilutites-dominated beds (B13), note the laminations at the base (Td) and convolutes at the top (Te), thickness of the bed is 15 centimeter; Calcilutites beds and chert intercalations (B14), note the regular alternations of white hemipelagites, dark chert layers (arrows to the right) and green argillites (arrow to the left).

5.5. Laminated deposits (Facies B10, B11, B12)

These beds refer to relatively thin deposits (few decimeter to more than one meter thick), rich in sedimentary structures. Three types of beds can be integrated in facies association 5 (FA5).

B11 is described first as it allows to further define B10 and B12. B11 displays a wide range of sedimentary structures and a grading upwards trend. From the base to the top, a centimeter-scale calciruditic interval reveals crudely sorted particles, rapidly evolving upwards into a planar-laminated interval. The latter is overlain by a rich-laminated interval exposing undulated and ripple structures (Figs. 4.27 & 4.28). Convolute laminae regularly occur at the top, followed with planar horizontal laminae and a calcilutitic interval commonly displaying discontinuous or continuous *in-situ* chert layers. These beds (B11) are named coarse-grained sequences in Rubert *et al.* (2012). Truncated beds (B10) are devoid of one or several upper intervals described in B11 while base cutout beds (B12) do not display the bottom part of the set described in B11. Beds of B11-type can readily be described according to the Bouma divisions (1962) and are associated to classical carbonate turbidites displaying a full Bouma sequence (Bouma, 1962; Mullins and Cook, 1986; Eberli, 1991) as mentioned in Rubert *et al.* (2012). Missing upper terms (Tc-e) in B10-beds and basal terms (Ta-b) in B12-beds (Figs 4.27 & 4.28) relate these facies to truncated and base cutout Bouma sequences respectively (Bouma, 1962). They are associated to surge-like turbidity flows (Mulder and Alexander, 2001).

Depositional environment of FA5: B10 and B12 beds are recognized in outer apron settings, referring respectively to facies A and D of Mullins and Cook (1986) while B11 (facies C of Mullins and Cook, 1986) can be found in inner apron settings subordinate to mud-supported conglomerates and clasts supported conglomerates.

5.6. Fine-grained deposits (Facies B13 and B14)

Two types of beds can be integrated in facies association 6 (FA6). They are described as fine-grained sequences in Rubert *et al.* (2012).

Calcilutite-dominated beds (B13) refer to thin deposits (few centimeter to one meter) comprising parallel laminations at the base made of thin granulometric alternations. Convolute laminations are regularly associated with the parallel laminations (Figs. 4.27 & 4.28). The upper part of the deposit exposes thin calcilutitic deposits regularly displaying elongated mud-lenses and *in situ* chert layers. Load-casts are frequently present within the uppermost part, derived from the overlying deposit. These beds are interpreted as turbidity

flow–surges (Mulder and Alexander, 2001), and related to Stow-type turbidites (Stow and Shanmugam, 1980).

B14-beds consist of thin (several to ten centimeter thick) calcilutite interbeds with well-developed continuous *in situ* chert layers and clay (Figs. 4.27 & 4.28). Radiolarians are regularly evidenced together with pelagic foraminifera. These facies are interpreted as background sedimentation in Rubert *et al.* (2012). These intervals evidence a decantation process related to mud deposition and *in situ* silicification in relation to a diagenetic overprint (Eberli, 1991).

Depositional environment of FA6: Fine-grained to muddy facies are found in upper slope settings around canyons as well as in basin plain (Facies G *sensu* Mullins and Cook, 1986). Interbedding of muddy deposits with chert intercalations and clay (B14) typically suggest deep basinal settings (Eberli, 1991).

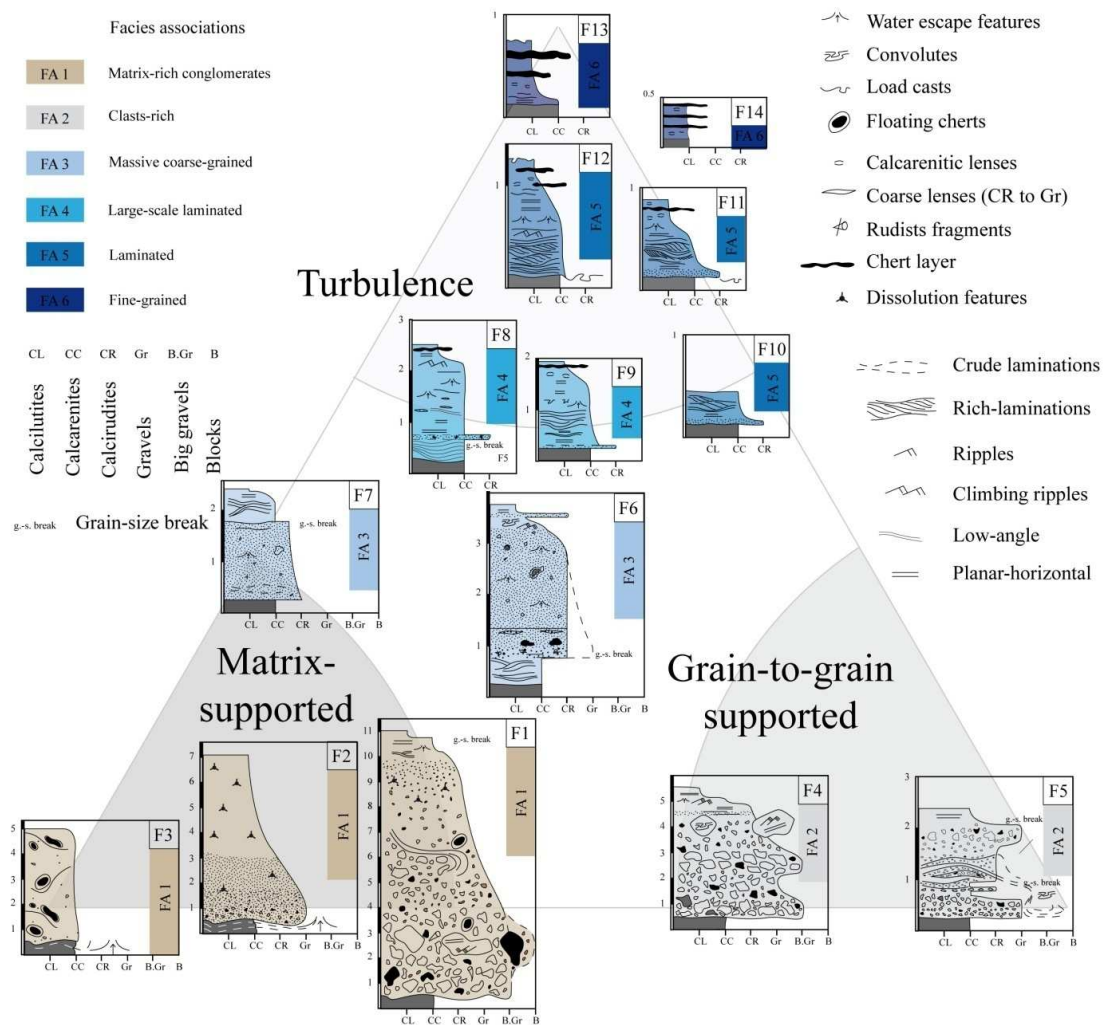


Figure 4.28: Identified small-scale gravity-flow sequences defined based on field investigations. Emplacement within the three-axis diagram related to the dominant transport processes. The grey bed under the sequences is undifferentiated. Notice the differences in vertical scales given in meters.

Our data compared with the carbonate facies of the Bahamas allowed to propose the following depositional environments for each facies association (FA). FA1 is associated to margin / inner apron settings, FA2 to inner apron settings, FA3 and FA4 to outer apron settings, FA5 to undifferentiated slope settings and FA6 to basinal settings (Fig. 4.31). According to the vertical sequences described for each bed, a main grain support mechanism is identifiable for each facies association (FA). Matrix support and grain-to-grain interactions predominantly occur for the settling of inner apron deposits (FA1, FA2) while outer apron settings report an increasing influence of turbulence (FA3, FA4, FA5 and FA6). Figure 4.28 schematically illustrates the main support mechanism governing the grain transportation along the carbonate slope. Inner apron deposits are represented at the base of the three-axis diagram, while outer apron deposits are represented at the top (Fig. 4.28).

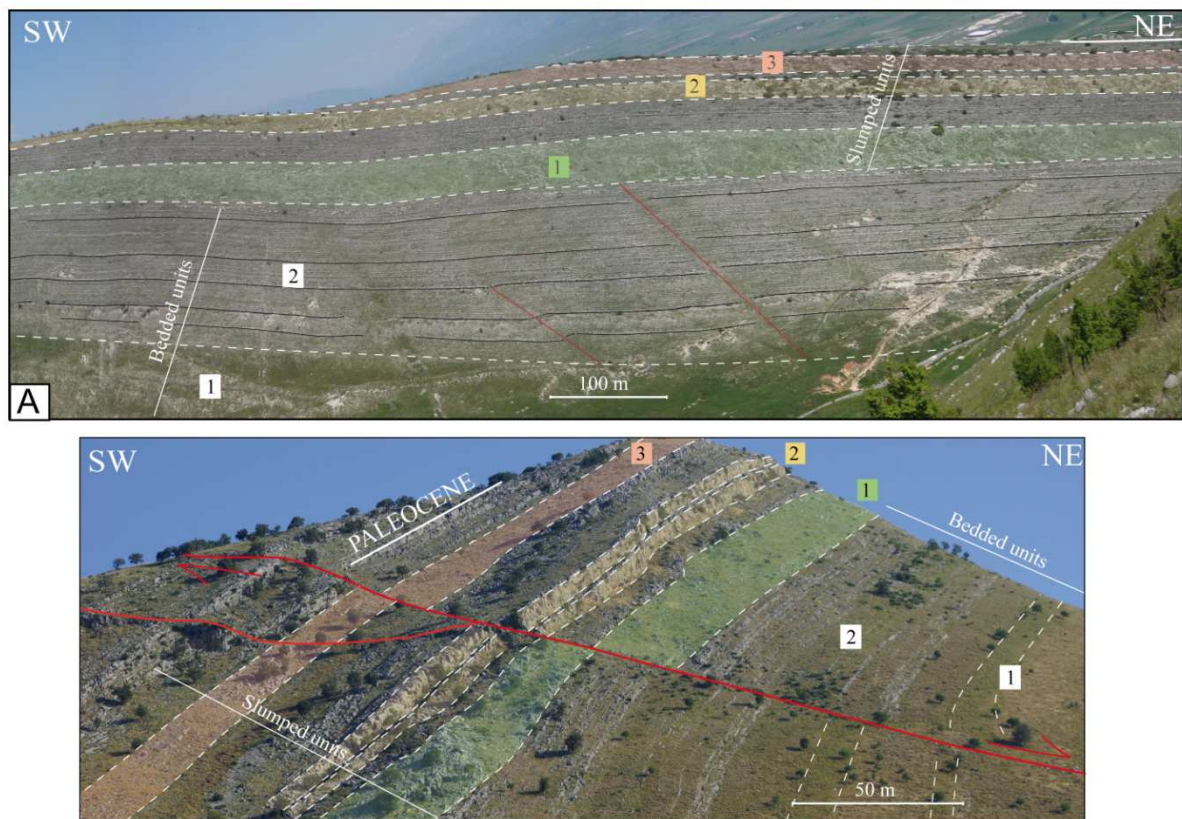


Figure 4.29: (A) Outcrop picture of the Grapsh valley (Muzina) with identified sediment intervals (bounded by dashed lines) mentioned in the text and in figure 4.26; (B) Outcrop picture of the Grapsh valley (Muzina) with identified sediment intervals (bounded by dashed lines) mentioned in the text and in figure 4.26.

6. Slumps

“Submarine slides (or slumps) represent semi-consolidated sediment that has moved variable distances basinward along discrete basal shear planes” (*sensu* Mullis and Cook 1986). The high potential of these thick intervals (several tens of meter in thickness) for stratigraphic correlations (Fig. 4.26) in the Upper Cretaceous deposits of Albania justifies to pay particular attention to them. Large-scale deformations of single-bed packages displaying an overall disturbed pattern (P) such as thrust or fold morphologies were recognized. The different deformation patterns (P1 to P6) shown in figures 4.29 and 4.30 suggest a syn-sedimentary origin (Spalluto *et al.*, 2007; Alsop and Marco, 2011). They are described below together with the assumed deformational processes. These deformed strata are inserted within well-bedded intervals (Figs. 4.26, 4.29, 4.30A), which are only affected by late orogenic tectonics, thus documenting no syn-sedimentary deformation (Po).

6.1. Weakly deformed layers

Pattern 1 (P1): A weak wavy undulation displaying a meter to pluri-meter wavelength pattern characterizes this feature identified under slumped units. Dome-like structures form at regular distances (ten to several tens of meters) and alternate with concave-up shapes conveying the deformation to underlying beds (Fig. 4.30A).

Pattern 2 (P2): Large concave and convex structures characterize this pattern associated with stretching of the beds resulting in limb failures. Pillar structures (Fig. 4.30A) and gliding surfaces are recognized, implying thrusting of pluri-meter thick sediment packages. Polarity and consistence of the beds are respected.

Both patterns (P1 and P2) attest slight reworking of the layers increasing upwards, suggesting a coherent type of deformation (Corbett, 1973). No or weak displacement of the layers is present basinward, thus suggesting *in-situ* reworking. Thick packages of strongly reworked sediment are commonly evidenced above these intervals (Fig. 4.30A) while the underlying layers expose a well-bedded pattern (Po). This characteristic documents a progressive involvement of the layers induced by fold amplification (Corbett, 1973; Alsop and Marco, 2011).

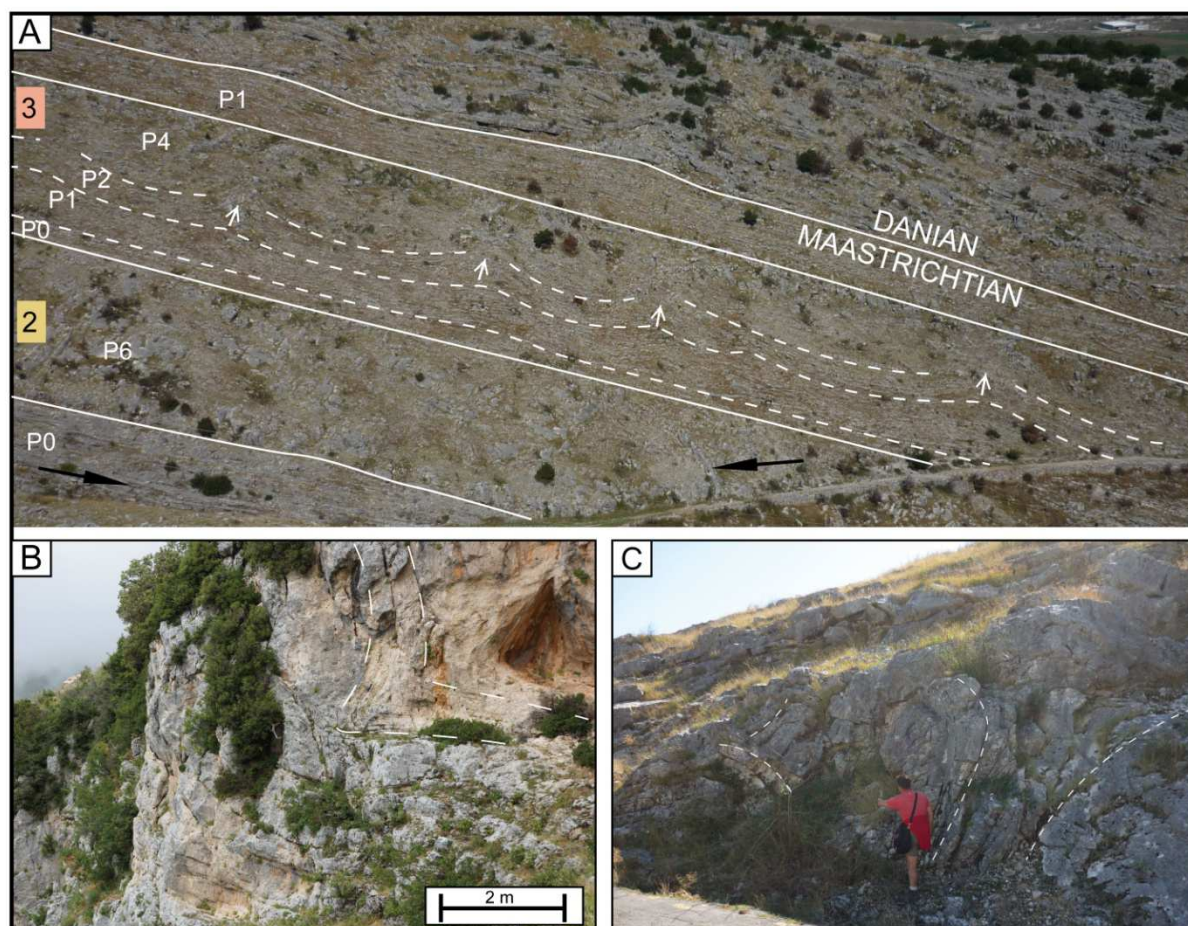


Figure 4.30:(A) Example of stacking of different patterns in the Muzina succession, numbers 2 and 3 refer to slumped units 2 and 3 respectively, deformation patterns (P0 to P6) are mentioned for each interval. Note the well-bedded pattern in the lower part of the picture (P0, arrow to the right), and discontinuous limbs (P6, arrow to the left) in an overall disturbed pattern with rare discontinuous limbs. P0, P1 and P2 show an increasing deformation and destruction of the bedding upwards, broadly documented for P4. Pillar structures are indicated by small white arrows. Weakly deformed layers are present above the slumped unit 3; (B) Syn-sedimentary folding (slump) in the Upper Cretaceous succession (Tragjas outcrop), illustration of the pattern 3 (P3). Note the consistency of the bedding attesting a coherent type of syn-sedimentary deformation, see text for explanations (C); Syn-sedimentary deformations attested by a chaotic layout showing heavy contorted sediment packages, folds and discontinuous limbs, illustration of the pattern 5 (P5).

6.2. Strongly deformed layers

Pattern 3 (P3): Deformational features are exposed in a coaxial dominated fold style (Alsop and Marco, 2011) reworking thick packages (up to 100 meter) of sediment layers. Consistency of the bedding is mainly preserved within the fold framework. Evidences of compaction features are reported (Fig. 4.30B).

Pattern 4 (P4): Multi-layer slumped successions expose a non-coaxial (asymmetrical) dominated folding (Alsop and Marco, 2011) with a general continuity of the layers. Evidences of recumbent folds (Farell, 1988) and overturned limbs regularly occur. Complex folding associated with heavy stretching are documented and reflect failures of the limbs. Chaotic zones where bedding is no more defined locally occur (Fig. 4.30A).

Pattern 5 (P5): A general disorganized and chaotic layout conspicuously characterizes this pattern. Heavily contorted layers and isolated fold cores (Corbett, 1973) compose these reworked packages which are several tens of meters in thickness. Rafted limbs (Rubert *et al.* 2012) and limb failures are widely documented throughout the deposit (Fig. 4.30B).

Pattern 6 (P6): Bottleneck structures or “boudinage” of the layers (Elliot and Williams, 1988) are associated to this deformation pattern, also associated with sub-horizontal lenses (Corbett, 1973). Creeping features (Mulder and Cochonat, 1996) are coupled with rare fold and discontinuous limbs of consistent gravity-flow deposits (Fig. 4.30A).

Patterns 3 to 6 evidences different deformation processes that affected well-bedded packages of gravity-flow deposits (Po). P3 is related to horizontal shortening (Alsop and Marco, 2011) and is characterized by consistency of the layers (Fig. 4.30B) referring to a coherent type of deformation (Corbett, 1973). By the diverse nature of the P4, P5 and P6 deformations, they document respectively local, general and complete dismantling of the unconsolidated layers attesting to semi-coherent to incoherent behaviors (Corbett, 1973). Dismantling processes are closely related to the increase of pore pressure within water-saturated materials (Owen, 1987; Spalluto, 2007). The loss of shear resistance is evidenced within the slumps with amplification of folding (Alsop and Marco, 2011), disaggregation (Corbett, 1973), or liquification (Farell, 1988), progressively leading to the destruction of bedding.

7. Field log analysis

This part aims to describe the sedimentary record of seven individual outcrops (Fig. 4.25C). In order to avoid a lengthily description of each succession, several of them have been grouped. Four outcrops (Tragjas, Piluri, Saranda and Ksamil) belong to the Cika Belt (Fig. 4.25B, C). Ksamil and Tragjas successions will be described together, as they both display thick successions (430 and 310 meter respectively) of coarse deposits (FA1, FA2, Fig. 4.26). Saranda and Piluri successions, exposing thinner successions (210 and 275 meter respectively) of predominantly calcarenitic / calciruditic laminated deposits (FA3 to FA5, Fig. 4.26) will also be described together. The last description stands for the outcrops of the Mali Gjere Mountains situated on Kurveleshi Belt (Fig. 4.25B, C).

The following descriptions will regularly refer to two units (Fig. 4.26) recognized in every outcrop, namely: i) a bedded unit referring to well-bedded strata composed two distinctive parts (1 and 2) and ii) a slumped unit referring to the strata comprising syn-sedimentary deformations (1, 2, and 3, Fig. 4.25).

7.1. Ksamil and Tragjas sections

In the lower part of the Ksamil section, thickening upwards muddy debrites (B3, Fig. 4.27) are typically intercalated in background sedimentation composed of calcilutites alternating with chert interbeds (B14, Fig. 4.26 & 4.27) and centimeter-like argillite intervals. Phosphate-rich deposits associated with hemipelagites, radiolarites (B14, Fig. 4.27) and calcarenites make up two regular intervals easily noticeable in the landscape due to the presence of bushes and trees. Unfortunately these intervals are poorly exposed due to pedogenesis. Syn-sedimentary deformation patterns P1 and P2 are reported within the succession (Fig. 4.26). In Ksamil, a slight erosional contact is evidenced between bedded units 1 and 2 (Fig. 4.26). Matrix-rich conglomerates (B1, B3), clast-rich conglomerates (B4, B5) and laminated beds (B11, B12) mainly compose the sedimentary record (Fig. 4.26). The vertical stacking of sedimentary beds suggests different orders of thickening upwards trends (30 meters, 100 meters, Fig. 4.26). Evidences of deformations are widely documented in the slumped unit (Fig. 4.26). Strongly deformed levels (slumped units 1, 2 (a, b) and 3) alternate with undeformed and weakly deformed strata (Fig. 4.26). The slumped unit 1 is the first syn-sedimentary deformed package (Fig. 4.26) consisting of 15 to 20 meters of strongly reworked deposits (P4) composed of pebble-like polygenic clasts. Both platform and slope debris components are recognized in thin sections. Weak deformations (P1) are reported under the slumped unit 1 suggesting a progressive damping of the deformation within the underlying layers (Ksamil, 200-205m, Fig. 4.26). Above the slumped unit 1, the Ksamil succession exposes alternations of thin turbiditic deposits mainly composed of truncated Bouma sequences (B10), followed by two consecutive slumped levels or debris flows (slumped unit 2, a and b, Fig. 4.26). The latter reveals polygenic calciruditic fragments with an important proportion of neritic fauna (rudists, Orbitoites, *Miliolidae*). The uppermost part of the Maastrichtian reports consecutive slumped and major debris flows which unfortunately are poorly exposed.

In Tragjas, the bedded unit 1 (Fig. 4.26) shows similar features compared to Ksamil, namely muddy debrites (B3, Fig. 4.27) inserted in hemipelagites, exposing rounded lithified clasts, up to 10 centimeter across and containing benthic foraminifera and broken rudist shells. *In-situ* deformations (P1 and P2) widely affect phosphatic-rich deposits (85-116m, Fig. 4.26). After a few meters of laminated beds (B11, B12) displaying *in-situ* deformations (Fig. 4.26)

the slumped unit 1 occurs. The latter dominantly displays calciruditic beds arranged in a parallel fold style (P3, Fig. 4.30B) and reaches up to 100 meter in thickness. Two consecutive major syn-sedimentary deformed intervals (slumped unit 2, a and b) were identified above the first slumped interval (Fig. 4.26). They are composed of calciruditic material globally thinning upwards, and limited by thin undeformed low-density calciturbiditic deposits (B12, Fig. 4.26). A fourth major interval (30 meters in thickness) composed of reworked calciturbiditic lithologies and exposing large scale gliding of thick sediment packages follows (P2, Fig. 4.26). This succession is capped by a thick undeformed succession (150 meter in thickness) made of an alternation of laminated beds (B10, B11, B12) and polygenic graded deposits (B2).

7.2. Piluri and Saranda sections

The basal part of the Piluri succession consists of alternations of thin calcilutitic layers with chert-bearing interbeds (B14) and phosphate-rich deposits. Minor syn-sedimentary deformations are present showing a progressive increase of the deformation upwards (P1 and P2, 35-60m). Fine grained beds (B13) and laminated beds (B11, B12) progressively replace hemipelagites (B14), showing a clear coarsening and thickening upwards trend (Fig. 4.26). Occurrences of coarse deposits exist (B6, B7), regularly inserted within turbiditic dominated beds (Fig. 4.26). The slumped unit 1 was identified in Piluri between 152 and 172 meter, giving further detail to the field log presented in Rubert *et al.* (2012). It exposes syn-sedimentary fold packages (P4). Predominance of calciruditic components was evidenced within the slump, contrasting with underlying layers (Fig. 4.26). Above the slumped unit 1, the succession consists of several intervals exposing syn-sedimentary deformation structures of varying degrees (P1 to P5). Note that the increase of the deformation upwards is commonly associated to coarsening upwards trends (Fig. 4.26).

In Saranda, the base of the bedded unit 2 is marked by a 6 meter thick muddy debrite (B3) (not recognized in Piluri), exposing large chert fragments (up to 50 cm) and progressively thinning eastwards (Fig. 4.26). Fine grained beds (B13) and laminated beds (B10, B11, B12) progressively replace hemipelagites (B14), also documenting a coarsening and thickening upward trend (Fig. 4.26). Muddy debrites (B3) are regularly evidenced, inserted in laminated beds (B10, B11, and B12). Note the regular existence of truncated Bouma sequences (B10) that suggest residual bypass deposits. The slumped unit 1 evidences a coarse nature of deposits (Fig. 4.26) and is immediately followed by two thick deformed intervals (slumped units 2, and b) barely separated by a thin package (0.75 meter) of laminated beds (Fig. 4.26). Above the slumped unit 2, deposits are broadly exposing deformation patterns 1 and 2 (Figs. 4.26, 4.29B).

7.3. Zervati, Muzina and Vanister sections

Thin hemipelagitic deposits alternating with chert interbeds (B14) characterize the bedded unit 1, present in the lower part of the sections. Two phosphates-rich horizons are recognized along the Mali Gjere Mountains, attesting a great continuity over 35 km from SE to NW (Fig. 4.25B). Poor outcropping conditions are often associated with these vegetation-rich intervals. The contact between bedded units 1 and 2 is not obvious in the field, but in some large-scale outcrops an angular discontinuity may occur. Thin turbiditic deposits typically alternate with hemipelagites at the base of the interval (B12 and B13, Fig. 4.26) and progressively show grading into coarser and thicker deposits. Large-scale laminated (B8, B9) and massive coarse-grained beds (B6, B7) are reported around 70 meter in Muzina and 20 meter in Zervati (Fig. 4.26). Considering the absence of bottom marks (tool or scours marks, and flute casts), current directions could regularly be deduced on the basis of sedimentary features exposing unidirectional current evidences such as ripples. They show alternatively eastwards and westwards migration of the ripples depending of the beds, but such features can hardly be recognized for every single-bed. Some of the directions of ripple migration are shown in figure 4.26.

The slumped unit is composed of an alternation of undeformed intervals of laminated beds (B11, B12 mainly) and thick packages of coarse calciruditic-dominated deposits affected by varying degrees of deformation (Fig. 4.26). The stacking of undeformed and strongly deformed intervals is conspicuously exposed across the Mali Gjere mountains (Figs. 4.26, 4.27A), attesting a lateral continuity with minor thickness variations (Fig. 4.26). Slumped intervals consist of coarser material than well-bedded intervals. This is notably documented in Zervati, Saranda and Piluri for the slumped unit 1 (Fig. 4.26) where a precise survey of individual beds composing the reworked package is specifically reported. The slumped unit 1 (Fig. 4.26) documents strong dismantling processes affecting beds (P4). Some outcrops (e.g. Vanister, Muzina) reveal the presence of a peculiar bed with undulated base and flat top (Fig. 4.26) made of coarse material and filling irregularities derived from the arrangement of reworked beds (Rubert *et al.*, 2012). Inter-slump packages show evidences of *in-situ* deformations (P1 and P2) progressively attesting of strong deformational processes upwards (Slumped unit 3, Figs. 4.26, 4.28A). Detailed sedimentological investigations carried out on the slumped unit 2 revealed the presence of a thin package of reworked beds (1-2 meter in thickness) roughly dividing the slumped succession in two intervals reflecting successive events of reworking of an original slump (Alsop and Marco, 2011).

8. Sedimentary evolution and model

The development of a depositional slope model incorporating all data gathered in this study is hampered by a number of missing data, which are the non preservation of the upper slope system connecting the Apulian platform to the Ionian Basin to the west, and the lack of information of the Kurveleshi belt (Fig. 4.25B) to the east. Nevertheless the data allow to study the sedimentation dynamics of the system, which is compared with published studies in Italy (Gargano and Murges areas, Borgomano, 2000; Spalluto, 2010) and in Albania / Greece (Aubouin, 1959; Skourtsis-Coroneou, 1995, Meço and Aliaj, 2000; Heba, 2006; Heba and Prichonnet, 2009; Karakitsios, 2013).

8.1. Late Albian – Santonian

In Albania, the studied successions reveal resedimented muddy debrites (FA1) of margin / inner apron settings (Tragjas and Ksamil) inserted in basinal hemipelagites alternating with *in-situ* chert-rich layers with abundant radiolaria (FA6) which were uniformly recognized in Zervati, Muzina and Vanister outcrops (Fig. 4.31). Similarities are evidenced with the Vigla limestone Formation (Aptian – Early Turonian) described in Greece, consisting of pelagic limestones and chert-bearing beds with radiolaria-rich beds (Aubouin, 1959; Skourtsis-Coroneou, 1995; Karakitsios, 2013). In Italy, the base-of-slope succession of the Gargano area expose pelagic mudstones (Vico Formation, Lower Cretaceous) followed by bioclastic apron limestones (Monte San Angelo Formation, Middle Cenomanian – Lower Turonian) described by Borgomano (2000). The coarse and poorly-sorted muddy debrites (B3) recognized only in the Tragjas and Ksamil sections documents a short transport of the platform-shed debris and a reworking of basinal deposits (FA6). Episodic collapses closely related to margin scarp erosion (Mullins and Cook, 1986; Borgomano 1987, 2000; Spencer and Tucker, 1997; Reijmer *et al.*, 2012) are invoked to explain these destabilization events that likely were governed by an active shelf edge of the Apulian margin (Fig. 4.31).

The two regionally identified phosphate-rich horizons (Fig. 4.26) are Turonian to Santonian in age (Brahimi *et al.*, 1987, 1992a; Meço and Aliaj, 2000). Thin and similar thicknesses (10 to 20 meter each, Fig. 4.26) are associated to these horizons, testifying of low sedimentation rates during this period, and the absence of significant sediment influx from the platforms. A starvation of the basinal system is documented during this period. Hemipelagites and phosphorites are recognized throughout the entire studied area for this time interval, attesting of deep-basinal sedimentation (Fig. 4.31). Rich-organic black shale horizons and phosphorites (Aubouin, 1959; Skourtsis-Coroneou *et al.*, 1995; Meço and Aliaj, 2000) are reported during this period in the deep-water carbonates of the Greek Vigla Formation

(Karakitsios, 2013). They are related to global Oceanic Anoxic Events (Skourtsis-Coroneou *et al.*, 1995; Karakitsios, 2013). In Italy, a sedimentary hiatus is identified in the slope to basinal succession of the Gargano area during the Turonian (Borgomano, 2000). It is associated with subaerial exposure of the platform and bauxitic development during lowstand (Borgomano, 2000; Spalluto, 2010) responsible for the settling of carbonate breccias in the toe-of-slope setting (Nevarra formation). Muddy debrites (B3) and turbidites (Fig. 4.26) that are sparsely intercalated in hemipelagites in the Ksamil and Tragjas outcrops suggest a persistence of instabilities at the platform edge and preferential sediment accumulation in the inner apron setting (Fig. 4.31). Instabilities due to the subaerial exposure of the platform are invoked to explain the deposition of carbonate breccias during sea-level falls (Spence and Tucker, 1997, Reijmer *et al.*, 2012). The *ante*-Santonian period is regarded as a stability period in Kruja (Heba and Prichonnet, 2009) characterized by the development of neritic sedimentation.

8.2. Santonian – Latest Campanian

Sedimentological observations coupled with bio- and chrono-stratigraphic results evidenced a significant sedimentary evolution during the Santonian. Abrupt settling of resedimented muddy debrites (FA1) is observed in Saranda and Ksamil (Fig. 4.26), while laminated beds (FA5) progressively overlay fine-grained beds (FA6) in other outcrops (Piluri, Zervati, Muzina and Vanister, Figs. 4.26 & 4.31). Ripple-like features studied in Muzina document a sediment influx derived from both westwards and eastwards directions during this period. However, more specific investigations are needed to assess in a quantitative way sediment thicknesses that were derived respectively from Kruja and Apulia. This approach could be interesting to explain discrepancies in terms of sediment accumulations for the Saranda (210 meter, Figs. 4.26 & 4.29B) and the Muzina succession (305 meter, Fig. 4.26 & 4.29A). Syn-sedimentary deformations are reported at the base of the gravity-flow deposits (P1 and 2, Fig. 4.26) that are synchronous with this significant change of sedimentary dynamics. An increasing tectonic activity is most likely responsible for this abrupt change in the sedimentary dynamics and the resedimentation of coarse (up to ten centimeter) clasts (*Miliolidae*-rich or rudists packstones) associated to margin / inner apron settings.

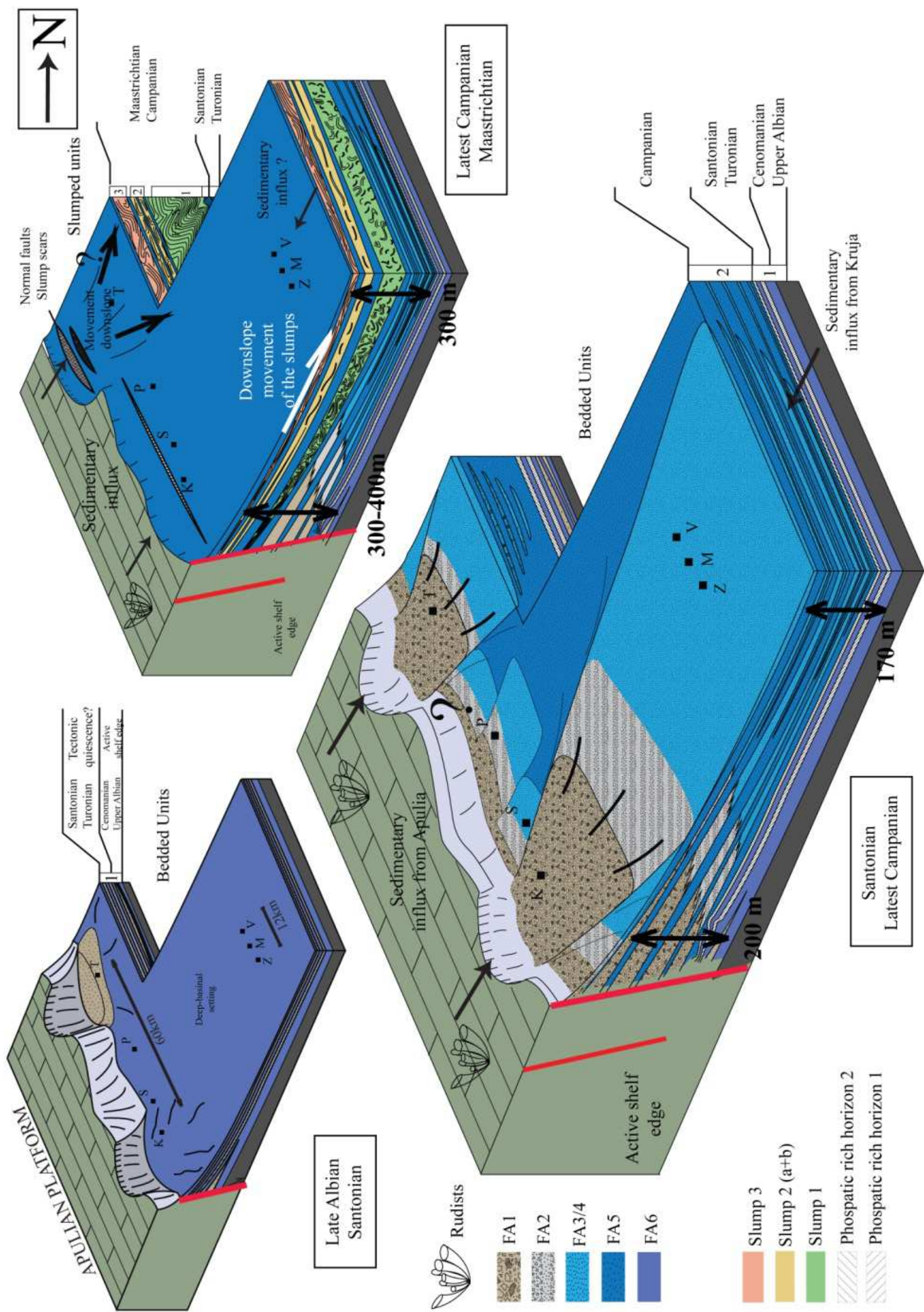


Figure 4.31: Possible paleogeographical evolution of the western part of the Ionian Basin during the Upper Cretaceous. Abbreviations: T, Tragjias; P, Piluri; S, Saranda; K, Ksamil; V, Vanister; M, Muzina; Z, Zervati; FA, Facies association; km, kilometer; m, meter.

Tectonic instabilities recognized within the Santonian carbonates on the Kruja Platform (Heba and Prichonnet, 2009) possibly correlate to these destabilization features that are of regional significance. The described beds (B1 to B14) attest sheet-like morphologies with no evidence of channelized or erosive features. Line-source apron-like models devoid of channel-feeder have been invoked to explain this characteristic of carbonate slopes (Mullins and Cook, 1986; Colacicchi, 1986; Eberli, 1991; among others), suggesting a similar distribution of sediments along the base-of-slope margin. However, our study testifies of a different nature of deposits in the Tragjas, Piluri, Saranda and Ksamil area (Figs. 4.26 & 4.31), even though they are related to the same Cika thrust belt (Moisiu *et al.*, 2004) associated to the same paleogeographical setting (Fig. 4.25). Matrix-rich conglomerates (FA1) exposed in Ksamil are uncommon in Saranda (Fig. 4.26) despite the fact that the two outcrops are only 11km separated from each other. Although sedimentary observations were limited to syn-sedimentary structures, Campanian deposits in Tragjas expose large lithified platform clasts, contrasting with dominantly laminated beds (FA5) observed in Piluri (Fig. 4.26). Thus, our observations reflect discrepancies regarding the uniform sedimentary influx along the Apulian margin in Albania (Figs. 4.26 & 4.31). In Italy, a progressive reduction of the topographic margin scarp is mentioned for Santonian and Lower Campanian strata, which correlates with a fining upward trend reflected in the size of resedimented clasts (Borgomano, 1987, 2000). In Greece, a massive influx of clastic material into the basin is reported since the Campanian (Skourtsis-Coroneou *et al.*, 1995). This trend agrees with the deposition of microbreccia limestones with abundant rudist fragments reported in the external zones of the Ionian Basin (*Parga and Margariti* units, Aubouin, 1959). Consequently, the sedimentation dynamics from Santonian to Uppermost Campanian is likely related to a tectonic activity responsible for the episodic dismantling of the Apulian and Kruja Platforms. However, this massive sedimentary influx during Santonian-Campanian times also corresponds with a high productivity upon the Apulian platform. 700 meter of Senonian limestones are reported in the Apulian succession of the Sazani zone (Brahimi *et al.*, 1992b; Meço and Aliaj, 2000) while up to 500 meter of rudist-dominated deposits are recognized in Kruja (L'escalier section; Heba and Prichonnet, 2009). This sedimentation is expressed on the Apulian platform by so-called “opening-upwards sequences” described by Borgomano (2000) showing a gradual decrease of environmental restrictions. Similar trends are reported in the peri-Adriatic domain, by the expansion of rudist communities (Carannante *et al.*, 1998; Simone, 2003; Heba, 2006). This massive bioclastic production could be related to highstand shedding of carbonate platforms as described by a number of authors (Droxler and Schlager, 1985; Eberli, 1991; Schlager *et al.*, 1994; Betzler *et al.*, 1999;

Borgomano, 2000). Coarsening and thickening upward sequences express a clear progradation of the Apulian platform basinward (Figs. 4.26 & 4.31) during this period.

8.3. Latest Campanian – Maastrichtian

Since the Upper Campanian, the studied successions (Fig. 4.26) reveal an alternation of thick gravity-flow sediment packages which suffered variable degrees of syn-sedimentary deformations. Several reworking events of thick sediment packages were recognized in the studied successions (Slumped units 1 to 3, Figs. 4.26 & 4.31). Similar timing of deformation confirmed by bio / chronostratigraphic data and physical correlations (Fig. 4.26) suggest a synchronal nature of destabilization events within inner and outer apron settings. Coarse sediments (FA1, 2, 3, and 4 in the Piluri, Saranda and Zervati outcrops, Fig. 4.26) mainly compose the reworked and displaced layers affected by strong deformations (P3 to P6, Fig. 4.26) while underlying strata are mainly composed of laminated beds (FA5, Fig. 4.26). Considering that each slump displaces material from an inner to an outer setting, each interval composed of well-bedded layers and overlying slumped layers reflects a coarsening and thickening upward sequence (Fig. 4.26). Deformations observed in the respective slumped intervals (P3 towards P6, Fig. 4.26), support an increasing involvement of strong reworking processes eastwards, thus reflecting a west to east transportation of the resedimented material. The slump intervals show thicknesses variations depending on outcrop positioning within the basin (Figs. 4.26 & 4.31). The first slump documents an important reduction of layer thicknesses depending of the outcrop location within the Cika belt (e.g. 100 meter in Tragjas, less than 20 meter in Ksamil, Figs. 4.26 & 4.31), while similar thicknesses are exposed in the Kurveleshi Belt (50 to 70 meter in Vanister, Muzina and Zervati). Similar trends in thickness variations are observed for the slumped units 2 and 3, i.e. a maximum thickness of reworked layers in Tragjas, with a downslope movement (Vanister, Muzina and Zervati, Figs. 4.26 & 4.31) and attenuation laterally, to the south-east (Piluri, Saranda and Ksamil, Figs. 4.26 & 4.31). This organization confirms a transfer of deformed packages of sediment layers towards the east, supporting a triggering of the slump along the Apulian platform margin. However, the stacking of some 150 meter of gravity-flow deposits above the third slump event in Tragjas (slumped unit 3) (Fig. 4.26) remains difficult to interpret. Among the various mechanisms invoked for slump triggering (Owen, 1987; Spalluto, 2007), two appear particularly relevant in the Ionian Basin. First “overloading”, as supported by coarsening and thickening upward sequences (Fig. 4.26) that reflects an increase in sediment transfer from the platform during Uppermost Campanian to Maastrichtian. Secondly, “seismic shocks”, supported by the regional extension of slumps, and the derived platform clasts observed in polygenic limeclast beds (FA1, Fig. 4.26). In Italy, Spalluto (2007) reported three different earthquakes that affected Apulian platform deposits

during Early Maastrichtian times. Colacicchi (1986) mentioned that slump intervals compose at least 50% of the sequence in the Upper part of the Cretaceous in the Scaglia Formation. Although the triggering nature of these slumps remains uncertain, the stacking of several deformed intervals in the Uppermost Campanian to Maastrichtian succession unequivocally testifies of major instabilities of the Apulian margin during this period. Tectonic pulses evidenced during the Late Santonian and Mid-Campanian (Harabian *et al.*, 2014) also argue in favor of tectonically-influenced re-sedimentation from the Apulian platform to the Ionian Basin. Also the Kruja platform was affected by tectonic instabilities, with strike-slip movements since the Late Santonian generating horst and graben structures. These instabilities are assumed to be responsible for the settling of 450 meter of carbonate breccias in the Ionian Basin, and major unconformities in the platform domain (Heba and Prichonnet, 2009).

9. Conclusions

This study presents a detailed sedimentological analysis of seven outcrops exposing the Upper Cretaceous succession of the Ionian Basin (Albania) which is dominated by gravity-flow deposits. The time resolution was significantly improved by the combination of bio- and chronostratigraphical ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) methods, particularly with regard to date a major slump event (Latest Campanian - Early Maastrichtian) and the K/P boundary. A sedimentological characterization of gravity-flow deposits allow for the first time to work out the facies organization of the carbonate slope system in this region. The sedimentation to the west is strongly governed by the Apulian platform margin. However, both eastwards and westwards unidirectional current directions were recognized in the sediment record of the basinal successions, which could indicate the influence of both the Kruja and Apulia Platforms. This study also shows that preferential sediment sources exist in carbonate margin systems, without necessarily developing channelized morphologies. The studied successions expose a similar partitioning of four distinct intervals that can be described in terms of evolutionary stages of sedimentation. Tectonic instabilities of the shelf margin most likely played a significant role in the resedimentation of coarse ungraded deposits in the deep-basinal environment dominated by hemipelagites during Upper Albian to Cenomanian. The Turonian to Santonian period is characterized by deposition of autochthonous sedimentation, showing evidence of restricted external sediment input, possibly induced by a tectonic quiescence. The Upper Santonian documents a re-establishment of the gravity-flow system, likely triggered by tectonic activity, abruptly settling polygenic limeclast deposits related to inner apron settings, pointing out episodic dismantling of the Apulian platform. Coarsening and thickening upward sequences of calciclastic gravity-flows during the Campanian

document a progradational trend basinward actively sustained by tectonic instabilities of the margin, and possibly increased by highstand shedding of the platforms. This dynamic of turbiditic re-sedimentation is abruptly cut off by the settling of syn-sedimentary deformed packages of coarse deposits, attesting major destabilizations in the region during the Maastrichtian. By means of paleogeographical reconstruction along the Apulian margin, this study provides valuable information regarding the dimensions of the carbonate slope system (thickness, and lateral extension) at a reservoir scale.

Acknowledgements

We thank Jean Borgomano and John Reijmer who gave wise and constructive review of the manuscript.

PARTIE 5 : Evolution de la marge Apulienne en Albanie dans son contexte péri-Adriatique au Crétacé Supérieur

Cette partie s'inscrit dans un objectif de synthèse du fonctionnement de la transition entre la Plateforme carbonatée Apulienne et le Bassin Ionien adjacent. Trois chapitres distincts visent à intégrer les données présentées dans les parties 3 et 4 de ce manuscrit. Le premier chapitre se concentre sur la réalisation d'un modèle d'évolution local, à l'aide des éléments relatifs au fonctionnement de la marge Apulienne en Albanie. Une corrélation plateforme-Bassin est établie suivant la stratigraphie établie, qui prend compte des données de datation, de faciès, et des intervalles clés permettant de relier la succession de plateforme à celle de bassin. Le second chapitre vise à intégrer les résultats de l'étude dans un ensemble plus large, à l'échelle de la région péri-Adriatique. Les résultats sont ainsi comparés et discutés avec les recherches menées par ailleurs dans la région des Murges, du Gargano et de la Maiella en Italie. Le troisième et dernier chapitre de cette partie pointe les limites et les nombreuses perspectives attachées à l'étude des dépôts carbonatés du Crétacé Supérieur en Albanie.

Chapitre 1 : Evolution tectono-sédimentaire de la marge Apulienne en Albanie

Dans ce premier chapitre, deux sections sont développées. La première reprend de manière synthétique les résultats obtenus de manière à établir une corrélation stratigraphique entre la Plateforme Apulienne et le Bassin Ionien. Un découpage séquentiel de l'évolution du système plateforme – bassin est proposé dans une seconde section, tenant compte des observations à l'échelle locale.

1. Corrélation plateforme-bassin

En Albanie, tout comme sur le promontoire du Gargano en Italie (Borgomano, 1987, 2000 ; Hairabian et al., 2015) la transition entre la Plateforme carbonatée Apulienne et le Bassin Ionien n'est pas conservée. Plusieurs points fondamentaux nécessitent d'être abordés avant d'établir une corrélation de la succession de plateforme avec celle de bassin.

1) Eléments de paléogéographie dans la région au Crétacé Supérieur : D'après les reconstitutions paléogéographiques établies dans la région (Zappaterra, 1994 ; Degnan & Robertson, 1998) et les caractéristiques de la sédimentation, les successions étudiées sont replacées selon un profil proximal-distal et le long de la marge Apulienne.

2) Morphologie de la bordure de plateforme : Les éléments liés à la morphologie de la marge carbonatée conditionnent le transfert sédimentaire entre le domaine de sédimentation carbonatée de plateforme et la re-sédimentation de bassin.

3) Classification des faciès de plateforme et de bassin : L'étude détaillée de la sédimentation de plateforme et de bassin respectivement (parties 3 & 4) a donnée lieu à deux classifications de faciès. Ces classifications nécessitent d'être comparées à des classifications établies pour les modèles de transition plateforme - bassin.

4) Les intervalles repères : La mise en relation des successions passe par l'identification d'intervalles repères attestant de conditions spécifiques de la sédimentation. Cette mise en relation s'opère de manière directe lorsque l'intervalle est reconnu sur la plateforme et dans le bassin, ou nécessite l'emploi de la stratigraphie séquentielle.

1.1. Eléments de paléogéographie dans la région au Crétacé Supérieur

Les successions étudiées sont groupées en 4 catégories : 1) la succession de plateforme carbonatée (Llogara, zone n°1) est la plus interne sur un profil proximal-distal, Elle est développée sur 1425 m et de l'Albien terminal au Maastrichtien moyen (Fig. 3.3 ; 3.24 & 3.38); 2) les successions de Tragjas (zone n°2) et Ksamil (zone n°4) sont respectivement développées sur 425 et 310 m de l'Albien supérieur à la limite Crétacé/Paléogène (Fig. 4.26). La sédimentation est dominée par les dépôts grossiers (FA 1 & 2) et reflète deux zones d'apports préférentiels (Fig. 4.26 & 4.31). Elle détermine leur positionnement en périphérie de plateforme (talus); 3) les successions de Piluri (zone n°3) et Saranda (zone n°4) sont

respectivement développées 275 et 210 m (Fig. 4.26). Leurs similarités sont illustrées par la prédominance des FA 5 & 6 et leur positionnement en périphérie de plateforme. L'absence de dépôts grossiers (FA 1, 2 & 3) suggère une sous-alimentation; 4) les successions étudiées dans le Mali Gjere (zone n°5) sont similaires en termes d'épaisseurs (environ 300 m pour le Crétacé Supérieur), de positionnement (externe) et de nature des dépôts (prédominance des FA 3, 4, 5 & 6). Ces successions constituent la partie la plus distale (reconnue) du système plateforme-bassin.

Ces caractéristiques attachées aux successions étudiées soulèvent une singularité majeure. Comment corréler la succession de plateforme carbonatée, évaluée à 1425 m pour le Crétacé Supérieur, aux successions de bassin, dont les dépôts forment des successions de 210 à 425 m ?

1.2. Morphologie de la bordure de plateforme

Les lignes sismiques trans-Adriatiques indiquent que la Plateforme Apulienne a acquis sa morphologie bien avant le Crétacé Supérieur (Fig. 1.5). Cette caractéristique est également appuyée par les travaux menés dans le massif de la Maiella, qui illustrent une morphologie héritée de la phase de rifting du Jurassique Inférieur, et définie par une géométrie abrupte entre Plateforme Apulienne et Bassin Ionien (Fig. 1.32). Cet escarpement est estimé à 900 m sur le promontoire du Gargano, et à 1000 mètres dans le massif de la Maiella à la fin du Crétacé Inférieur (Bernoulli & Jenkys, 1974 ; Eberli et al., 1993 ; Hairabian, 2014 ; Hairabian et al., 2015). Eberli et al. (1993) met en évidence un comblement progressif de l'escarpement au Crétacé Supérieur, parachevé au Campanien – Maastrichtien (Fig. 1.32).

1.3. Classification des faciès de plateforme et de bassin

a. Plateforme interne et plateforme externe

La classification des paraséquences (*small-scale sequences*) de plateforme (Table 3.4) est utilisée dans la suite du travail de corrélation. Elle permet de discrétiser de façon très simplifiée les environnements de dépôt de la plateforme carbonatée qui indiquent un caractère assez homogène à l'échelle d'un système complet plateforme-bassin. Les séquences de type 1, 2, 3 et 4 sont associées à un environnement inter- à supratidal, tandis que les séquences de type 5 et 6 sont associées à un environnement inter à subtidal (Fig. 3.28).

Ces faciès observés sur la plateforme sont analogues à ceux décrits pour les plateformes à rudistes à faible hydrodynamisme (Simone et al., 2003). Les faciès proposés dans le modèle à fort hydrodynamisme ne sont pas reconnus. L'identification de *slumps* majeurs en domaine

de plateforme (Fig. 3.37 & 3.38) suggère en revanche une proximité de la bordure de plateforme. Les faciès identifiés dans ces glissements révèlent cependant une grande affinité avec des faciès internes, supratidaux à subtidaux peu profonds (Fig. 3.38). Par conséquent, aucun environnement de plateforme externe n'est reconnu dans cette étude.

b. Re-sédimentation de pente et de bassin

La seconde classification concerne les dépôts de re-sédimentation. Elle est détaillée en figure 4.28, et une représentation synthétique des faciès et associations de faciès est présentée en figure 4.26. Dans la même perspective de simplification des environnements de dépôt à l'échelle d'un système plateforme-bassin, et en prenant en compte les spécificités sédimentaires des successions étudiées, nous proposons les regroupements suivants : 1) les faciès conglomératiques des FA 1 & 2 sont associés à un environnement de talus (péri-plateforme) ; 2) les faciès grossiers et turbiditiques des FA 3, 4 & 5 sont associés à un environnement de pente ; 3) les dépôts fins de type FA 6 sont associés à un environnement de bassin.

La re-sédimentation de bassin réserve les mêmes interrogations que le système (hypothétique) de plateforme externe, à savoir l'existence éventuelle d'un talus constitué de blocs et olistolithes pluri-métriques, comme dans les dépôts équivalents du promontoire du Gargano (Borgomano, 2000 ; Graziano, 2001 ; Hairabian et al., 2015). Les faciès les plus grossiers observés dans le sud de l'Albanie sont associés à l'association FA1. Les bancs concernés font rarement plus de 10 mètres d'épaisseur (Fig. 4.26). Les clastes identifiés dans les dépôts attestent du démantèlement d'éléments lithifiés la Plateforme Apulienne (Fig. 4.5 D), attestant d'un démantèlement épisodique de la marge. L'analyse des faciès les plus grossiers (FA1) révèle un tri granulométrique très pauvre et des éléments transportés peu remaniés (Fig. 4.4 B & D). Ces indices, principalement relevés à la base des successions de Tragjas et Ksamil (Fig. 4.26, Albien-Cénomanién), suggèrent un transport faible et une relative proximité de la plateforme. Bien que proximaux, notons que ces faciès restent très différents des méga-brèches observées sur le promontoire du Gargano (Italie). Des blocs et olistolithes y sont observés dans les formations de Monte San Angelo (Cénomanién) ou Nevarra (Coniacien-Santonien), atteignant parfois plus de 10 mètres. Ces faciès ne sont pas reconnus en Albanie.

Area Age	Thickness (m)	Sazani (Llogara outcrop)	Facies	Thickness (m)	Çika (Tragjas, Piluri, Saranda & Ksamil outcrops)	Facies	Thickness (m)	Kurveleshi (Zervati, Muzina & Vanister outcrops)	Facies
Maastrichtian	115	Slumps Rudists Stromatolites		70-220	Slumps FA 1 & 5 Minor: FA 3		80-100	Slumps FA 5 Minor: FA 3 & 6	
Campanian	540	Type 5b Minor: Type 1, 2, 3 & 6		80-150	Slumps FA 1, 2 3 & 5 Minor: FA 4 & 6		150-180	Slumps FA 4 & 5 Minor: FA 3	
Santonian	30	Type 1 & 5b Minor: Type 2		5-20	FA 6 Minor: FA 3 & 5		5-15	FA 6	
Coniacian	20	Type 6 Minor: Type 1, 2 & 5b		5-20	FA 6 Minor: FA 1, 2 & 3		5-15	FA 6	
Turonian	120	Type 1, 2 & 4 Minor: Type 5 & 3		10-20	FA 6 Minor: FA 1 & 3		10-15	FA 6	
Cenomanian	600	Type 1 & 2 Minor: Type 3 & 5a		10-30	FA 1 & 6 Minor: FA 3 & 4		10-15	FA 6	

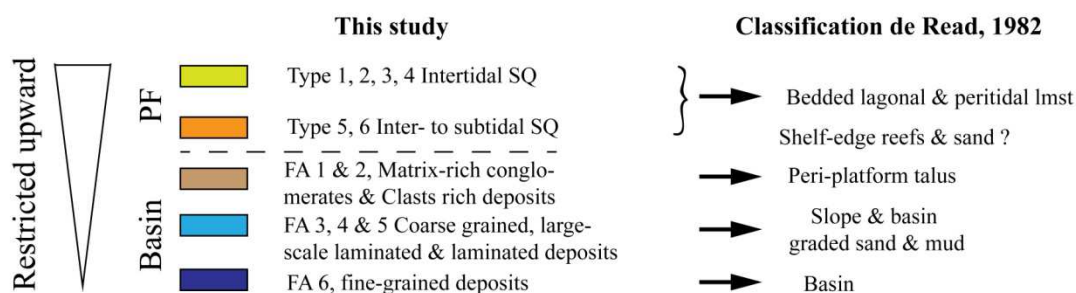


Table 5.1: Synthèse des éléments stratigraphiques, d'épaisseurs et de faciès attachés aux 8 successions étudiées, respectivement de l'Ouest vers l'Est, l'unité de Sazani, le front de Cika et celui de Kurveleshi. Abréviations : FA, faciès association ; m, meters ; SQ, small-scale sequence.

c. Depuis les faciès de plateforme interne jusqu'aux faciès de bassin profond

La table 5.1 synthétise les données disponibles en termes d'épaisseur et de faciès pour les successions de plateforme et de bassin. Les éléments faciologiques relevés sur les différentes zones d'étude nous conduisent à adopter un modèle de marge érosive associé à un escarpement important entre les domaines de plateforme et de bassin. Ce modèle est présenté par Read (1982) pour les plateformes carbonatées développées évoluant dans un contexte extensif. Les analogies suivantes sont relevées : 1) Les paraséquences reconnues sur la succession de Llogara sont assimilables à des faciès de lagon et péritidaux (*Bedded lagoonal & peritidal limestone*, Read, 1982, Table 5.1) ; 2) Les faciès de bordure de plateforme (*Shelf-edge reefs & sand*, Read, 1982) n'ont pas été reconnus ; 3) Les associations de faciès 1 et 2 de bassin, constituées de matériel grossier, sont assimilables à des faciès de talus de bas de pente (*Peri-platform talus*, Read, 1982, Table 5.1) ; 4) Les associations de

faciès 3, 4 et 5 correspondent à des faciès de pente (*Slope & basin graded sand & mud*, Read, 1982, Table 5.1) ; 5) L'association de faciès 6 est différenciée de la classification de Read, 1982, elle est associée à un environnement de dépôt de bassin profond.

1.4. Les intervalles repères

En l'absence d'une relation physique entre Plateforme Apulienne et Bassin Ionien, les résultats bio- et chrono-stratigraphiques employés pour préciser l'âge des dépôts des 8 successions détaillées dans les parties 3 et 4 constituent le cadre stratigraphique de la transition plateforme - bassin. Plusieurs intervalles repères sont identifiables :

a. Intervalles repères de la succession de plateforme

i) Le niveau à Chondrodontes et nérinées, identifié entre 335 et 394 m et daté du Cénomanién Moyen à Supérieur (Fig. 3.3 & 3.24). Cet intervalle atteste d'une sédimentation subtidale, alors que la sédimentation est dominée par les dépôts intertidaux depuis le Cénomanién basal.

ii) L'apparition des premiers faciès à rudistes vers 590 m (Fig. 3.3 & 3.24) et le développement de séquences inter- à subtidales, qui atteste d'un approfondissement des conditions de dépôt. Cet intervalle est évalué au Cénomanién terminal.

iii) Le niveau à stromatolites et grainstones bioclastiques identifié entre 618 et 651 m (Fig. 3.3 & 3.24). Il marque une évolution des conditions de sédimentation (conditions très internes à émerives), une baisse de l'accommodation et une absence de cyclicité. Les résultats bio-stratigraphiques suggèrent un âge Turonien pour cet intervalle.

iv) La présence systématique de rudistes remaniés dans les faciès et le développement des séquences de type 5b & 6. Cette transition s'opère dès le Turonien Supérieur – Coniacien, vers 690 m (Fig. 3.3 & 3.24).

v) Les trois niveaux de déstabilisation identifiés dans la partie supérieure de la succession de plateforme (1310-1400 m) sont datés du Campanien Moyen – Supérieur à Maastrichtien (Table 3.5). Chaque niveau issu de déstabilisation syn-sédimentaire fournit une ligne temps repérée et cartographiée à l'affleurement. Le *datum* est constitué par le premier banc qui « scelle » la déformation, au dessus de l'intervalle chaotique.

b. Intervalles repères de la succession de bassin

i) Les deux horizons phosphatiques identifiés à la base de chacune des successions étudiées sont reconnus régionalement (Brahimi et al., 1987, 1992 ; Meço et al., 2000) et attribués respectivement à l'intervalle Cénomanién-Turonien et Coniacien-Santonien (Fig. 4.26).

ii) Les apports calci-clastiques en provenance de la Plateforme Apulienne sont significatifs à partir du Santonien Supérieur – Campanien Inférieur. Ces apports sont caractérisés sur l'ensemble des successions étudiées par une strato-croissance des bancs et une grano-croissance des éléments re-sédimentés (Fig. 4.26 & 4.31).

iii) Plusieurs évènements de déstabilisation sont identifiés (Fig. 4.26) et cartographiés (Fig. 4.9 & 4.21) sur l'ensemble des zones étudiées. Chaque slump est associé à un évènement ponctuel daté par le banc de recouvrement situé au dessus de l'intervalle remobilisé et exempt de déformations syn-sédimentaires. La datation des slumps dans le bassin indique des âges compris entre le Campanien terminal et le Maastrichtien.

L'identification de ces intervalles repères ne permet pas systématiquement la mise en évidence d'évènements transverses de sédimentation ou re-sédimentation. Dans notre étude, seuls les épisodes de déstabilisations (slumps) peuvent raisonnablement être directement reliés depuis le domaine de plateforme jusqu'au domaine de bassin, ceci pour quatre raisons : 1) toutes les successions présentent ce type de déformations ; 2) les déstabilisations attestent d'une mise en place dans une fenêtre temporelle assez restreinte (Campanien Moyen-Supérieur / Maastrichtien Moyen) ; 3) le nombre de slumps est cohérent sur l'ensemble du système (3 à 4) ; 4) l'ampleur des déformations issues du démantèlement de la plateforme (notamment S1, Fig. 3.37) est compatible avec des évènements d'ampleur régionale.

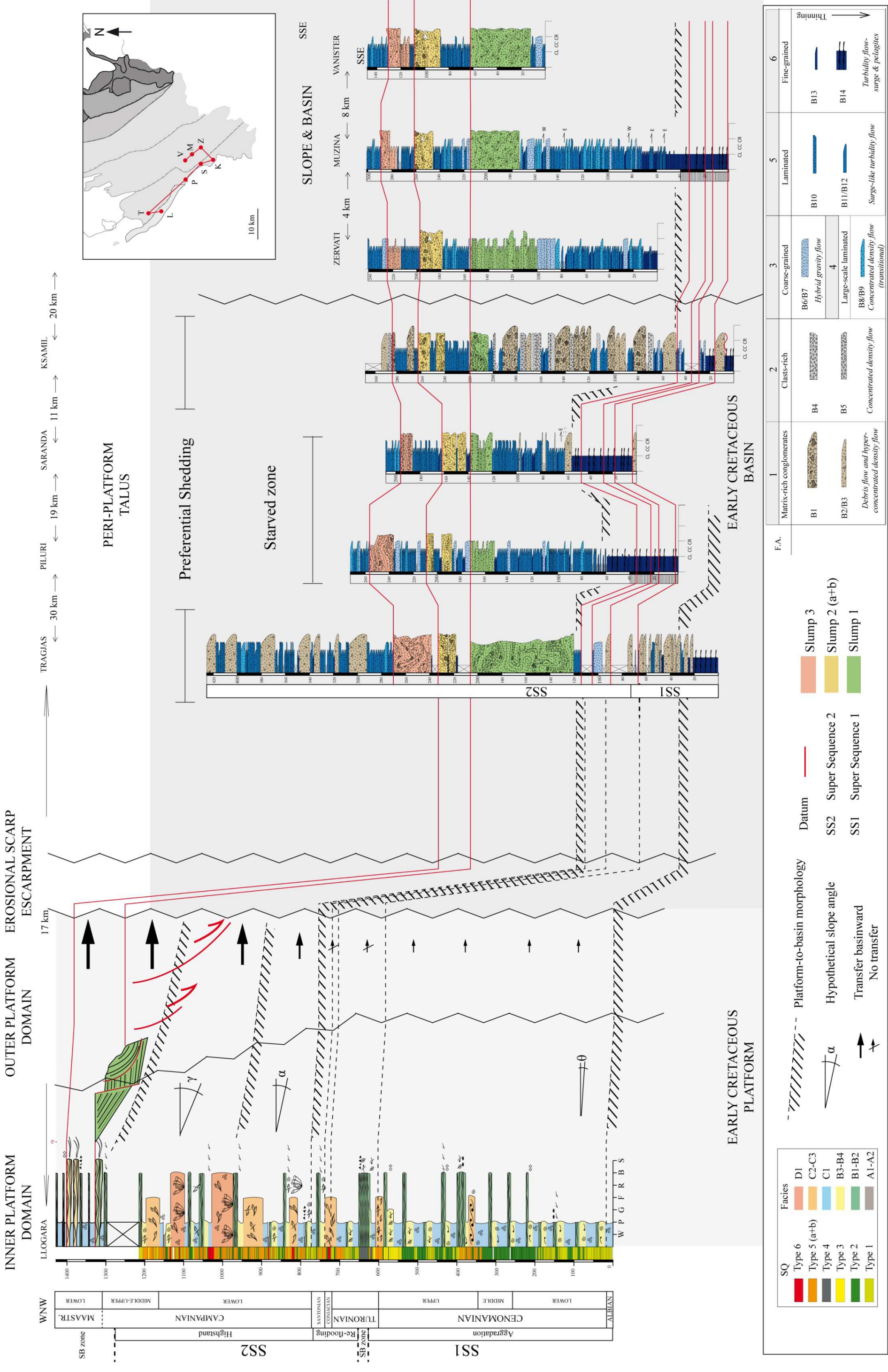


Figure 5.1: Éléments de corrélation Plateforme – Bassin. Les échelles pour la succession de plateforme et celles de bassin sont différentes. Abréviations : SS1, Super Séquence 1 ; L, Llogara ; T, Tragjias ; P, Piluri ; S, Saranda ; K, Ksamil ; Z, Zervati ; M, Muzina ; Z, Zervati.

2. Evolution séquentielle du système carbonaté au Crétacé Supérieur

En termes d'organisation séquentielle des dépôts, deux séquences majeures de troisième ordre (Schlager, 2005) sont individualisées durant le Crétacé Supérieur.

2.1. Super Séquence 1 : Cénomanién - Turonien

a. Cénomanién Inférieur à Moyen : Aggradation de la plateforme transfert négligeable vers le bassin

Sur la plateforme carbonatée, une épaisse série (350 m) constituée de séquences péritidales (type 1 & 2) couvre la période du Cénomanién Inférieur à Supérieur (Fig. 5.1). Plusieurs données permettent de préciser le contexte de mise en place de ces dépôts : i) La reconnaissance de séquences péritidales de type 1 & 2 attestent des variations d'accommodation cycliques et de faible amplitude ; ii) la faible diversification des faciès (A1 à C1) témoigne d'un environnement de dépôt interne (supra-à intertidal) et relativement stable durant cette période. Le caractère aggradant de la série est appuyé par des taux de préservation importants pour le Cénomanién (0.109m/kyr ; Fig. 3.34) et l'absence d'évidence pour des émergences prolongées ; iii) La tendance négative des Fischerplots suggère une diminution progressive de l'accommodation durant le Cénomanién Inférieur à Moyen (Fig. 3.33).

Dans la partie étudiée du Bassin Ionien, seules les successions de Tragjas et Ksamil (et Saranda dans une moindre mesure) présentent l'enregistrement sédimentaire du Cénomanién (Fig. 5.1). Les données publiées (Meço et al., 2000) ainsi que les observations de terrain permettent en revanche d'affirmer que sur les autres coupes (Piluri, Muzina, Vanister et Zervati) le Cénomanién est exclusivement constitué de dépôts hémipélagiques. Les dépôts étudiés dans la partie proximale du système sont largement constitués de *debris flow* (B2) présentant des éléments lithifiés de plateforme mal classés et sub-anguleux associés à une sédimentation de bassin profond (B14). Ces indices suggèrent : i) un transport faible (pas de dépôts gravitaires dans la partie distale) ; ii) des événements gravitaires rares issus d'un démantèlement épisodique de la plateforme, et séparés par de longues périodes exemptes de re-sédimentation gravitaire.

Au vu de la nature très interne des dépôts sur la plateforme (Fig. 5.1), les instabilités responsables de la mise en place de *debris flow* dans le bassin pourraient être liées à des épisodes émergifs sporadiques sur la plateforme. L'aggradation importante de la plateforme

est favorisée par une sédimentation néritique de type *keep-up* qui compense l'accommodation créée par l'effet combiné de la subsidence et l'élévation du niveau marin.

b. Cénomanien Moyen : Episode transgressif

La mise en place au Cénomanien Moyen de séquences à Chondrodontes et nérinées (type 5a, Fig. 5.1) entraîne une sensible migration des lignes de faciès vers un milieu plus externe sur la plateforme. Cette rétrogradation des faciès reflète une augmentation de l'accommodation, révélée par les Fischerplots (Fig. 3.33). L'intervalle définit de 335 à 394 m est en conséquence associé à un épisode transgressif. Son équivalent dans le bassin pourrait correspondre à la mise en place d'hémipélagites largement identifiées pour le Cénomanien. La résolution chronologique et la faible épaisseur de dépôts ne permet pas de l'affirmer.

c. Cénomanien Supérieur : Aggradation de la plateforme et transfert négligeable vers le bassin

Cet intervalle transgressif est surimposé par environ 200 mètres de séquences peritidales (394-590 m ; types 1, 2 & 3, Fig. 5.1) et subtidales (590-609 m, type 5b). L'épaisseur de dépôt atteste d'une création importante de l'espace d'accommodation (Fig. 3.33). Cette évolution témoigne d'une aggradation importante de la plateforme et d'un mécanisme compensation de l'accommodation par la production néritique carbonatée.

Dans la partie bassin, la résolution biostratigraphique permet difficilement d'individualiser les dépôts du Cénomanien Inférieur, Moyen et Supérieur. On note toutefois que les dépôts de bassin sont composés de *debris flow* (B2) et hémipélagites (B14) à Tragjas et Ksamil, avec de rares turbidites bien classées à Tragjas (B10, B11 & B12). La faible épaisseur des dépôts issus de processus gravitaires de re-sédimentation ainsi que leur confinement aux zones les plus proximales permet de conclure à une alimentation faible de la plateforme durant la période Cénomanien Supérieur – Turonien basal.

Cette super séquence 1 est caractérisée par une forte dissymétrie entre d'une part : i) de bonnes conditions de production carbonatée en domaine de plateforme qui permettent l'aggradation de 600 mètres de dépôts ; ii) une séquence très condensée dans le bassin qui atteste de faibles transferts depuis la plateforme (Fig. 4.31 & 5.1). Ces éléments attestent des conditions relativement stables de marge passive dans un contexte subsident. Cette stabilité est interrompue par de rares épisodes de re-sédimentation gravitaire.

d. Turonien (Inférieur ?) : Limite de séquence

La limite de séquence 1 est associée à la mise en place de dépôts très internes, formés par des séquences de type 4 (618-651m ; Fig. 5.1) qui révèlent une association de stromatolites et

grainstones bioclastiques. Cette sédimentation de *tidal flat*, souvent associée à des dépôts dolomitiques, révèle une faible accommodation probablement associée à une réduction de la production carbonatée (Fig. 3.33). Le développement caractérisé des stromatolites durant cette période pourrait impliquer une stabilisation de la plateforme, réduisant les possibilités de transfert vers le bassin.

2.2. Super Séquence 2 : Turonien – Maastrichtien Inférieur

a. Coniacien – Santonien : Episode transgressif

La reprise progressive d'une sédimentation carbonatée cyclique constituée de séquences péritidales (type 1 & 2) puis subtidales (type 5b & 6) est bien illustrée durant le Turonien Supérieur et le Coniacien-Santonien sur la plateforme carbonatée. Cet épisode marque une rétrogradation claire des faciès et l'installation durable de conditions plus externes à Llogara. Il signifie un *Backstepping* de la plateforme avec le développement fréquent de séquences plus épaisses à organismes subtidaux. Le pic transgressif est retranscrit par les Fischerplots (Fig. 3.33).

Une sédimentation hémipélagique caractérise l'ensemble des successions de bassin durant cette période. Elle marque une re-sédimentation faible à nulle, à l'exception de quelques turbidites observées à Ksamil (Fig. 5.1). La mise en place du second horizon phosphatique est contemporaine de cet épisode transgressif.

De faibles taux de préservation et d'accumulation sont documentés sur la plateforme et dans le bassin respectivement (Fig. 3.34 & 5.1). Cet élément témoigne d'une faible production en domaine de plateforme, et d'un transfert nul depuis la plateforme vers le Bassin (Fig. 5.1). Si l'ennoiement de la plateforme est peu probable étant donné l'absence d'évidences sédimentologiques (d'intervalle marneux, *black shales*), l'influence d'un évènement climatique est en revanche plausible.

b. Campanien : Highstand Shedding et influence tectonique

Dès le Santonien, une sédimentation inter- à subtidale dominée par les rudistes (séquences de types 5b et 6) se substitue largement aux dépôts purement intertidaux (séquences de types 1, 2, 3 & 4). D'importantes variations d'accommodation sont exprimées durant le Campanien par les Fischerplots (Fig. 3.33). Une variabilité beaucoup plus importante en termes d'épaisseurs et de types de séquences est identifiable par rapport au Cénomanién (Fig. 3.3 & 5.1). Cette caractéristique suggère des variations du niveau marin (relatif) plus exprimées durant cette période. La nature de la sédimentation indique une période de haut niveau

marin et un comblement systématique de l'espace disponible par la production carbonatée néritique (*keep-up*).

Une strato-croissance des bancs et une grano-croissance des éléments de re-sédimentation est clairement exprimée durant tout le Campanien sur l'ensemble des successions du Bassin Ionien (Fig. 4.31 & 5.1). Cette progradation généralisée des dépôts calci-clastiques dans le bassin peut-être associée au concept de *Highstand shedding* (Droxler & Schlager, 1985) selon lequel la re-sédimentation dans le bassin est favorisée lorsque la production carbonatée est accrue en domaine de plateforme, lorsque cette dernière est submergée.

La période du Campanien marque de profondes modifications dans la dynamique de transfert plateforme - bassin. La productivité de la plateforme carbonatée (taux de préservation de 0.13 m/kyr ; Fig. 3.34) n'est sans doute pas l'unique activateur d'une re-sédimentation accrue dans le bassin. Parmi les facteurs qui peuvent favoriser le transfert figurent : i) une intensification des instabilités tectoniques. Cette influence est attestée par la présence de quelques failles syn-sédimentaires scellées par les dépôts du Campanien dans le bassin, notamment à Muzina (Fig. 4.18) ; ii) une modification morphologique de la plateforme, justifiée par l'apparition soudaine des rudistes au Campanien sur la coupe de Llogara. Ce *backstepping* de la plateforme au Campanien en réponse à une élévation du niveau marin relatif peut-être à l'origine de la mise en place d'une rampe de grande extension disposée au transfert sédimentaire vers le bassin par l'intermédiaire d'un escarpement (*Distally steepened platform*).

c. Campanien Moyen- Supérieur à Maastrichtien: Emersions et démantèlement tectonique

La meilleure illustration des instabilités tectoniques est révélée dans la partie exposée du Campanien Moyen –Supérieur à Maastrichtien sur la péninsule de Karaburuni (Fig. 3.37). Les trois niveaux de déstabilisation identifiés remanient des dépôts inter- à subtidaux de plateforme et attestent différents types de déformations qui témoignent de déformations syn-sédimentaires (Fig. 3.37 & 3.38). Après chaque évènement de déstabilisation, les dépôts observés attestent d'une reprise de la sédimentation carbonatée. Les dépôts de stromatolites, mudstones à fenestrées, caractérisent des conditions très internes de sédimentation, avec quelques périodes émerives marquées par la présence de faciès microbréchiques (Fig. 3.38).

Dans le Bassin, ces mêmes niveaux attestant de déformations syn-sédimentaires sont identifiés sur l'ensemble des coupes étudiées et remanient une part importante des dépôts du Campanien (Fig. 5.1). La présence de failles scellées par les *slumps* à Muzina (Fig. 4.18) certifie l'origine tectonique des évènements de déstabilisation. Le type de contrainte indiqué par ces failles reste problématique, mais semble indiquer un stress compressif.

La synchronicité de ces niveaux de *slumps* sur la plateforme et dans le bassin est appuyée par des datations précises ainsi que par un continuum de déformations syn-sédimentaires observé tout au long du profil de dépôt (plateforme, talus de bas de pente, bassin). Ces indices tectono-sédimentaires correspondent potentiellement aux prémices de la fermeture du Bassin Ionien en Albanie. La partie du Maastrichtien Supérieur et le passage Crétacé/Paléogène n'est pas exposé sur la plateforme. Dans le bassin en revanche, deux évènements de déstabilisation majeurs sont identifiés dans le Paléocène (Fig. 4.19) ce qui laisse supposer une évolution similaire (contraintes tectoniques et démantèlement de la plateforme carbonatée).

Chapitre 2 : Eléments de compréhension à l'échelle péri-Adriatique

Dans ce chapitre, la dynamique d'évolution plateforme – bassin en Albanie est comparée à l'évolution de la marge Apulienne sur plusieurs affleurements clés de la région péri-Adriatique. La comparaison est établie avec le massif de la Maiella, le promontoire du Gargano, les Murges, et la péninsule du Salento. L'intégration est faite sous forme de synthèse paléogéographique pendant le Crétacé Supérieur.

1. Dynamique du système au Crétacé Supérieur

La synthèse paléogéographique est divisée en cinq actes, respectivement, le Cénomanién, le Turonien, le Coniacien – Santonien, le Campanien et le Maastrichtien. Chaque période aborde respectivement le cas de la plateforme Apulienne, puis celui du Bassin Ionien, et enfin la dynamique de la marge carbonatée Apulienne à l'aide des éléments bibliographiques exposés dans la Partie 1, et des résultats présentés dans les Parties 3 et 4.

1.1. Cénomanién

a. La Plateforme Apulienne

Les successions carbonatées Apuliennes affleurantes dans la région péri-Adriatique (Maiella, Gargano, Murges et Sazani, Fig. 5.2) révèlent de grandes similitudes de faciès au Cénomanién. Dans le Gargano la formation *Masseria Quadronne* affleure sur 50 à 60 mètres et se compose de stromatolites et de wackestones à fenestrées avec une évolution vers des faciès plus externes au Cénomanién Supérieur (Borgomano, 1987 ; 2000 ; Fig. 1.17). Dans les Murges, les calcaires de Bari exposent quelques 1000 mètres de dépôts datés du Cénomanién et révèlent une sédimentation très interne organisée en séquences métriques (Fig. 1.19), de même que sur la coupe de Llogara (Fig. 5.1). Cette sédimentation monotone est interrompue dans les Murges par les niveaux *Palese*, *Sannicandro*, et *Torrito* qui dénotent d'une ouverture sensible du milieu de dépôt, et d'un niveau à brèches dolomitiques qui témoigne au contraire d'un possible épisode émerusif (Fig. 1.16 ; Spalluto & Caffau, 2010). A Llogara, l'intervalle à Chondrodontes et nérinées révèle de grandes similitudes avec le niveau *Sannicandro*. De même, le premier intervalle présentant des séquences inter- à subtidales à rudistes attribué au Cénomanién terminal, est en tout point similaire au niveau *Torrito* identifié dans les Murges. La mise en place du niveau à brèches dolomitiques dans les Murges (Fig. 1.16) pourrait correspondre au pic négatif indiqué par les Fischerplots à Llogara (Fig. 3.33). Aucun indice d'émersion prolongée n'est cependant identifié à Llogara.

b. Le Bassin Ionien

Les études récentes sur le développement de la formation *San Angelo* sur le promontoire du Gargano révèlent l'existence de deux sources sédimentaires distinctes alimentant le Bassin Ionien par l'intermédiaire de deux systèmes *Aprons* (Hairabian et al., 2015). L'alimentation du Bassin Ionien est assurée par l'apport de matériel bioclastique au Sud, sous forme de courants gravitaires hyperconcentrés. Au Nord en revanche, le matériel est issu du démantèlement de dépôts plus anciens engendré par le jeu de la faille majeure de Mattinata. Des mégabrèches monogéniques issues de *debris flow* forment environ 200 mètres de dépôts

(Hairabian et al., 2015). Les dépôts gravitaires mis en évidence en Albanie (Ksamil et Tragias) révèle des *debris flow* sporadiques confinés à la partie proximale du bassin. Les éléments granulométriques constitutifs des dépôts témoignent d'une sédimentation beaucoup plus fine (lithoclastes décimétriques) en comparaison avec les mégabrèches de *San Angelo*.

c. La dynamique de la marge carbonatée Apulienne

Une aggradation prononcée est attestée sur la Plateforme Apulienne dans un contexte subsident lié à un régime de marge passive. Les similitudes de sédimentation sont appuyées par l'existence de niveaux repères, à Chondrodontes et rudistes, notamment mis en évidence dans les Murges et à Llogara. La sédimentation néritique de plateforme compense l'accommodation dans un contexte global de haut niveau eustatique responsable ailleurs d'un ennoiment généralisé des plateformes carbonatées (Schlager, 1981 ; Eberli et al., 1993 ; Husinec & Jelaska, 2006). La re-sédimentation est notamment formée de dépôts peu matures confinés au talus adjacent à l'escarpement de faille de bordure de plateforme. Cette configuration est notamment documentée dans le massif de la Maiella (Fig. 1.32, formation *Valle del Inferno*), sur le promontoire du Gargano (Fig. 5.2) et en Albanie (Fig. 4.31 & 5.2). L'influence de la faille de Mattinata au Nord à notamment une influence considérable sur la re-sédimentation de bassin dans la région du Gargano. Les dépôts hémipélagiques couvrent une part importante du domaine de Bassin durant cette période, comme l'atteste la formation de *Vico* dans le Gargano et celle de *Vigla* en Grèce, ainsi que son équivalent en Albanie (Fig. 5.2). En revanche, sur la plateforme, l'émersion du Crétacé Moyen (Albien Supérieur – Cénomanién) pointée par l'horizon à brèches dolomitiques dans les Murges (Fig. 1.16 ; Spalluto & Caffau, 2010), un hiatus de sédimentation sur le promontoire de Gargano (Borgomano, 2000), ou par des bauxites associées à des indices de karstification sur les affleurements de la Maiella (Eberli et al., 1993), n'est pas clairement identifié à Llogara.

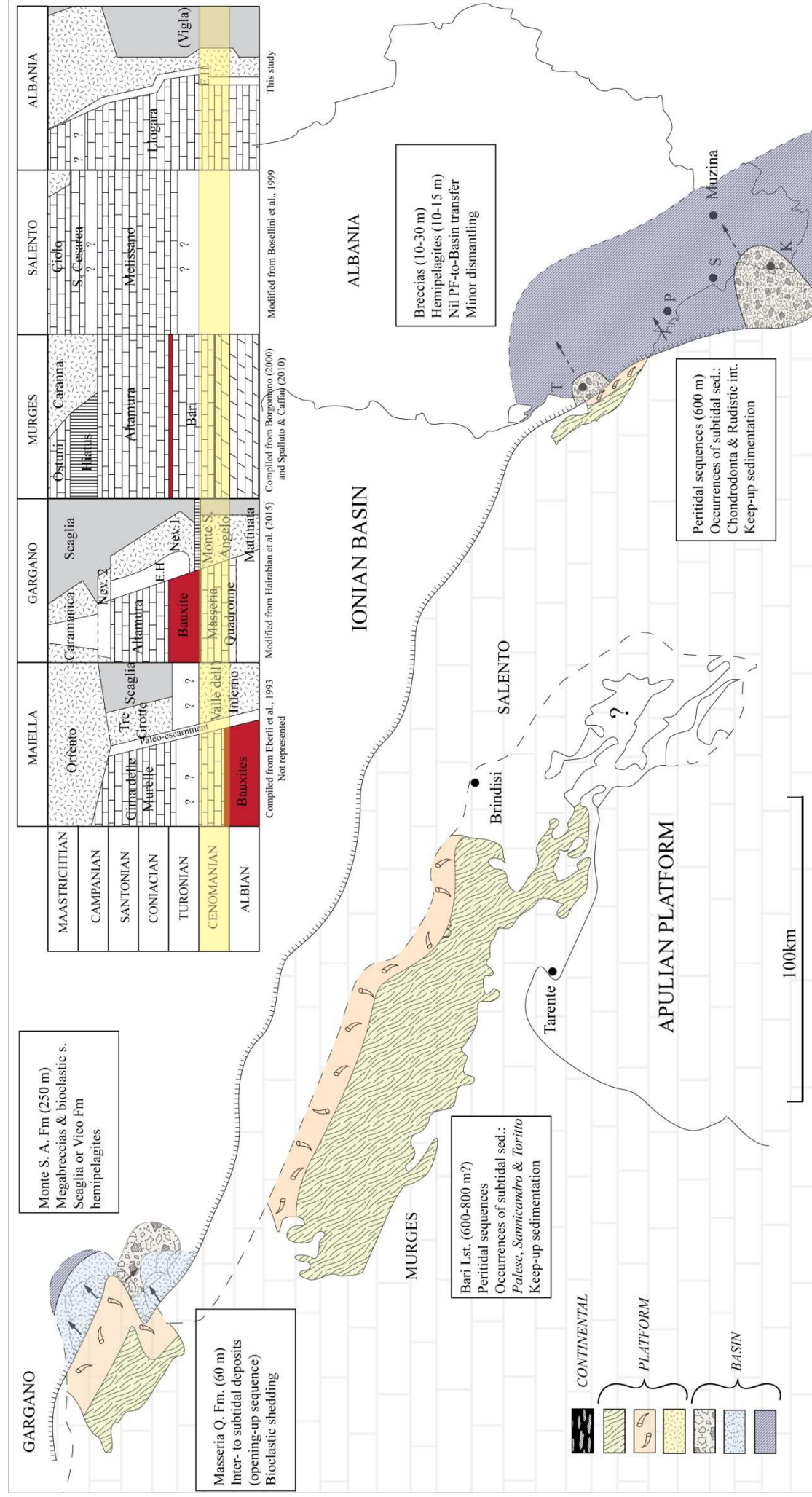


Figure 5.2: Représentation paléogéographique de la marge Apulienne au Cénomani. Les faciès de dépôts sont représentés depuis les plus externes (Bassin) vers les plus internes (continental emersif).

1.2. Le Turonien

a. La Plateforme Apulienne

Un arrêt de la sédimentation lié à une émergence de la plateforme carbonatée au Turonien est attesté par la présence de bauxites, identifiées sur le promontoire du Gargano et de manière disparate dans la région des Murges, souvent associées avec une discordance angulaire (Fig. 5.2 ; Borgomano, 2000 ; Graziano, 2001). Des conditions de sédimentation plus internes sont attestées le long de la succession de Llogara, mais ne permettent pas d'admettre la présence d'un hiatus de sédimentation, tout au plus d'une baisse de l'accommodation.

b. Le Bassin Ionien

Un hiatus sédimentaire est indiqué dans le Bassin Ionien sur le promontoire du Gargano par Borgomano, 2000. Graziano (2001) y attribue le dépôt de méga-brèches (*belvedere di Ruggiano*). Des dépôts bréchiques sont également mis en évidence par Hairabian et al. (2015) confinées dans des dépressions tectoniques. La sédimentation est aussi constituée des dépôts hémipélagiques de Scaglia, qui témoignent d'une sous-alimentation du bassin durant cette période (Borgomano, 1987). L'enregistrement sédimentaire de Bassin du côté albanais révèle une re-sédimentation négligeable, largement dominée par le dépôt d'hémipélagites (Fig. 5.1 & 5.3).

c. La dynamique de la marge carbonatée Apulienne

D'un point de vue régional, cette tendance à l'émergence durant le Turonien est communément mise en relation avec une flexuration tectonique de nature compressive résultant d'un stress lithosphérique Afrique - Europe (Cloeting et al., 1988 ; Mindszenty et al., 1995 ; Borgomano, 2000). Ce stress serait engendré par un déplacement Sud-Nord de l'Apulie vers le bloc Eurasiatique au cours du Crétacé Supérieur, comme proposé par Caire (1975) ou Channell et al. (1979). L'absence de bauxites en Albanie peut-être dû à une disparité de la manifestation de ce niveau à l'échelle régionale (zone localement plus subsidente à Llogara). Dans les Murges, les bauxites ne sont par exemple pas uniformément représentées, ni même la discordance angulaire pointée dans le Gargano. Une autre hypothèse serait une disparité de l'enregistrement de cet événement à l'échelle de l'ensemble Apulien, plus marqué au Nord – Ouest qu'au Sud – Est, et qui pourrait s'expliquer par l'éloignement à la zone de stress tectonique (plus intense dans le Gargano que pour la zone de Sazani). Cette émergence, et /ou diminution générale de l'accommodation en domaine de Plateforme Apulienne doit être mise en regard avec la sous-alimentation du Bassin Ionien adjacent (Fig. 5.3).

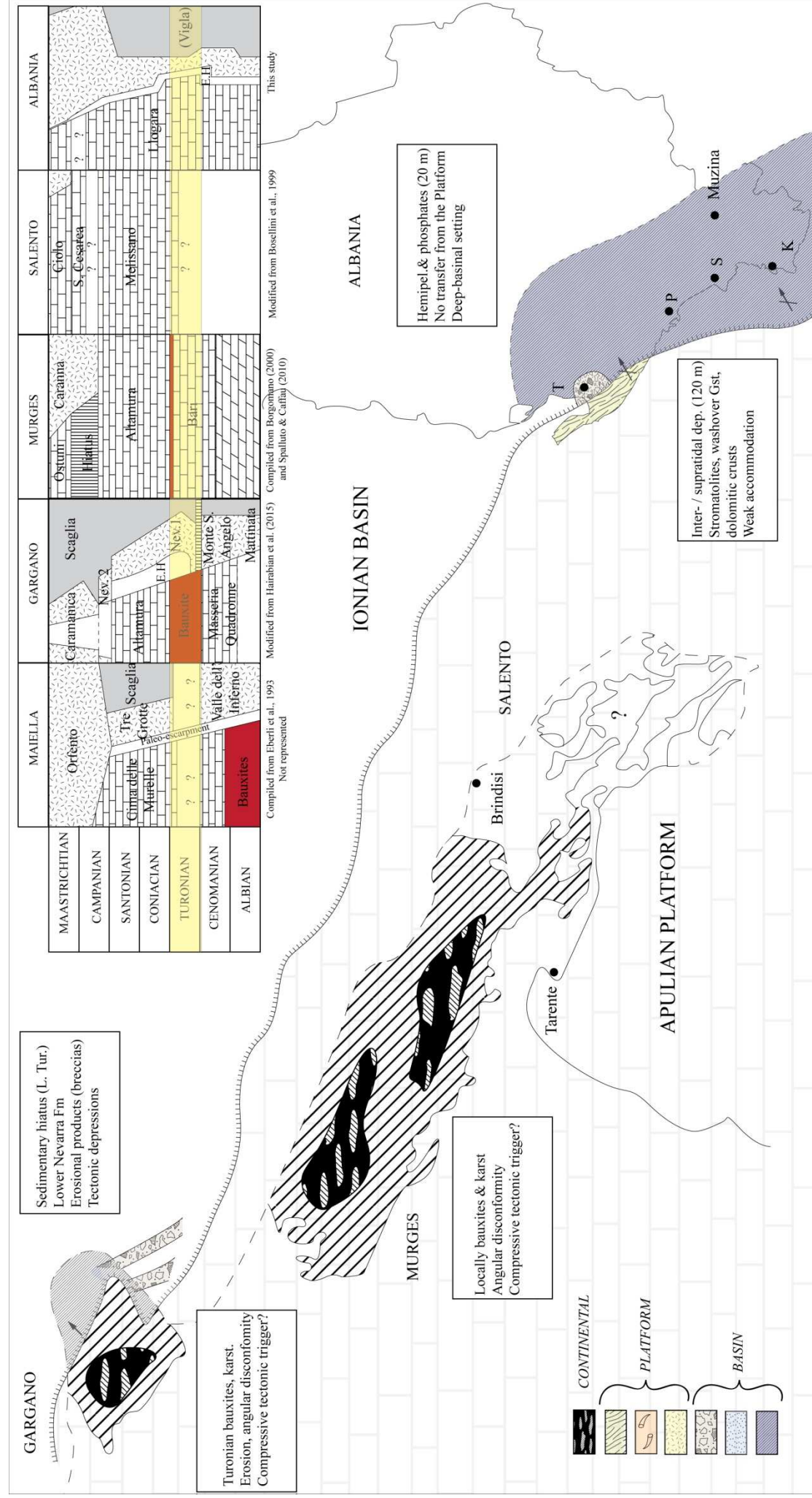


Figure 5.3: Représentation paléogéographique de la marge Apulienne au Turonien. Les faciès de dépôts sont représentés depuis les plus externes (Bassin) vers les plus internes (continental emersif).

1.3. Coniacien-Santonien

a. La Plateforme Apulienne

Dans les Murges et le Gargano, les caractéristiques sédimentologiques attachées à la formation *d'Altamura* (ou *Lauriola* ; Coniacien - Campanien Inférieur) révèlent une progressive ouverture du système vers des faciès de plus en plus externes (Fig. 1.17 ; Borgomano, 1987 ; 2000). Cette rétrogradation de la plateforme est attestée par le dépôt de mudstones et de stromatolites à la base surimposés par des bio-constructions à rudistes et des grainstones bioclastiques (Borgomano, 2000, Fig. 1.17 & 5.4). Une évolution similaire est documentée à Llogara, les séquences intertidales de type 1 & 2 sont progressivement remplacées par des séquences inter- à subtidales dominées par les rudistes.

b. Le Bassin Ionien

Cette remise en eau de la plateforme après l'épisode émerusif ou pseudo-émersif du Turonien est contemporaine de la mise en place de la formation de *Nevarra* (Inférieur) dans le Bassin. Cette formation révèle des brèches confinées dans des dépressions tectoniques, recouverts par des dépôts bioclastiques fins et hémipélagiques. Les dépôts bioclastiques forment régulièrement des géométries lobées qui scellent les accidents tectoniques qui affectent les dépôts du Cénomaniens. Les apports bioclastiques proviennent exclusivement du Nord de la zone, et semblent directement influencés par le jeu de la faille de Mattinata d'après les reconstitutions numériques de Hairabian et al., 2015. En Albanie, un recouvrement des structures syn-rift par les dépôts hémipélagiques et phosphatiques est probable, de la même manière que pour la formation *Vigla* en Grèce (Karakitsios, 1995, 2013). En revanche, aucun apport sédimentaire significatif de la plateforme n'est attesté par l'analyse des coupes de bassin (Fig. 4.26).

c. La dynamique de la marge carbonatée Apulienne

La période du Coniacien-Santonien atteste d'un épisode transgressif à l'échelle de la marge Apulienne. Cet épisode est attesté en Albanie ainsi qu'en Grèce et en Italie. Il marque potentiellement la fin d'un période de restructuration tectonique de la marge, comme l'attestent le recouvrement des structures de *horst* et *graben* identifiés en Italie (Hairabian et al., 2015). Les caractéristiques relevées en Albanie permettent d'attester de conditions peu favorables à la sédimentation et à la re-sédimentation. Au vu de l'évolution sédimentaire durant le Sénonien Supérieur (décrite ci-après), ces indices conduisent à considérer la période du Coniacien-Santonien comme une étape transitionnelle entre deux régimes de sédimentation/re-sédimentation très différents.

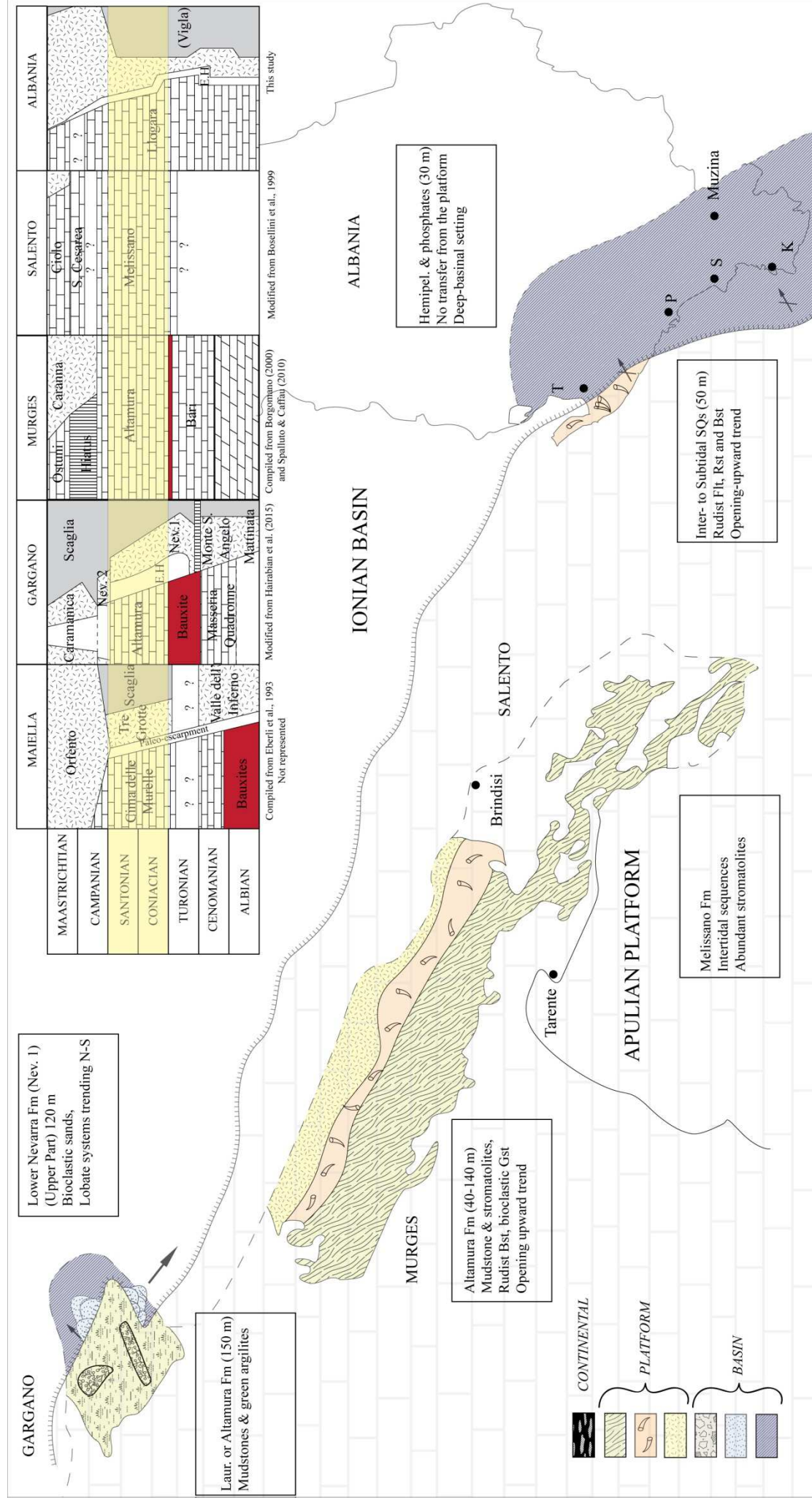


Figure 5.4: Représentation paléogéographique de la marge Apulienne au Coniacien - Santonien. Les faciès de dépôts sont représentés depuis les plus externes (Bassin) vers les plus internes (continental émerusif).

1.4. Campanien

a. La Plateforme Apulienne

Les dépôts carbonatés de plateforme datés du Campanien sont peu préservés dans les Murges, sur le promontoire du Gargano et dans le massif de la Maiella (Eberli et al., 1993 ; Borgomano, 2000 ; Fig. 5.5). La partie étudiée (Campanien Inférieur) révèle néanmoins une grande représentativité des faciès dominés par les rudistes. Des bio-constructions sont identifiées sur le promontoire du Gargano, ainsi que dans le massif de la Maiella, régulièrement organisées en paraséquences semblables à celles observées à Llogara (types 5b et 6). Ces bio-constructions sont également associées à des grainstones bioclastiques présentant des indices de fort hydrodynamisme (Eberli et al., 1993). En Albanie, l'épaisseur préservée des dépôts du Campanien est de l'ordre de 500 à 600 mètres, attestant d'une importante accommodation (Fig. 5.1).

b. Le Bassin Ionien

Dans la région de la Maiella, le Campanien marque le comblement de l'escarpement de faille entre la plateforme carbonatée et le bassin adjacent (Fig. 1.32 & 5.5). Le remplissage est constitué d'un éventail varié de dépôts gravitaires de type brèches, turbidites et hémipélagites (Eberli et al., 1993). Une dynamique sédimentaire similaire est observée dans la région du Gargano, avec la mise en place de lobes bioclastiques coalescents constitués de sables bioclastiques et de quelques brèches constituées de matériel de plateforme, contemporains de la re-sédimentation (Fig. 5.5 ; Borgomano, 2000 ; Hairabian et al., 2015). En Albanie, les dépôts gravitaires du Campanien constituent l'essentiel de la re-sédimentation de bassin (Fig. 4.26) et indiquent une progradation prononcée des dépôts sur l'ensemble des coupes (Fig. 4.31).

c. La dynamique de la marge carbonatée Apulienne

Cette re-sédimentation prononcée dans le Bassin Ionien est indissociable du caractère « prolifique » de la plateforme carbonatée Apulienne à cette époque. Elle marque potentiellement une influence croissante des déstabilisations tectoniques sous forme de pulses réguliers. Ces derniers pourraient correspondre aux prémices de l'installation d'un régime compressif dans la région, responsable à terme de la fermeture du Bassin Ionien. Le *backstepping* de la plateforme carbonatée est documenté sur l'ensemble des affleurements apuliens, ainsi qu'une re-sédimentation massive (Fig. 5.5).

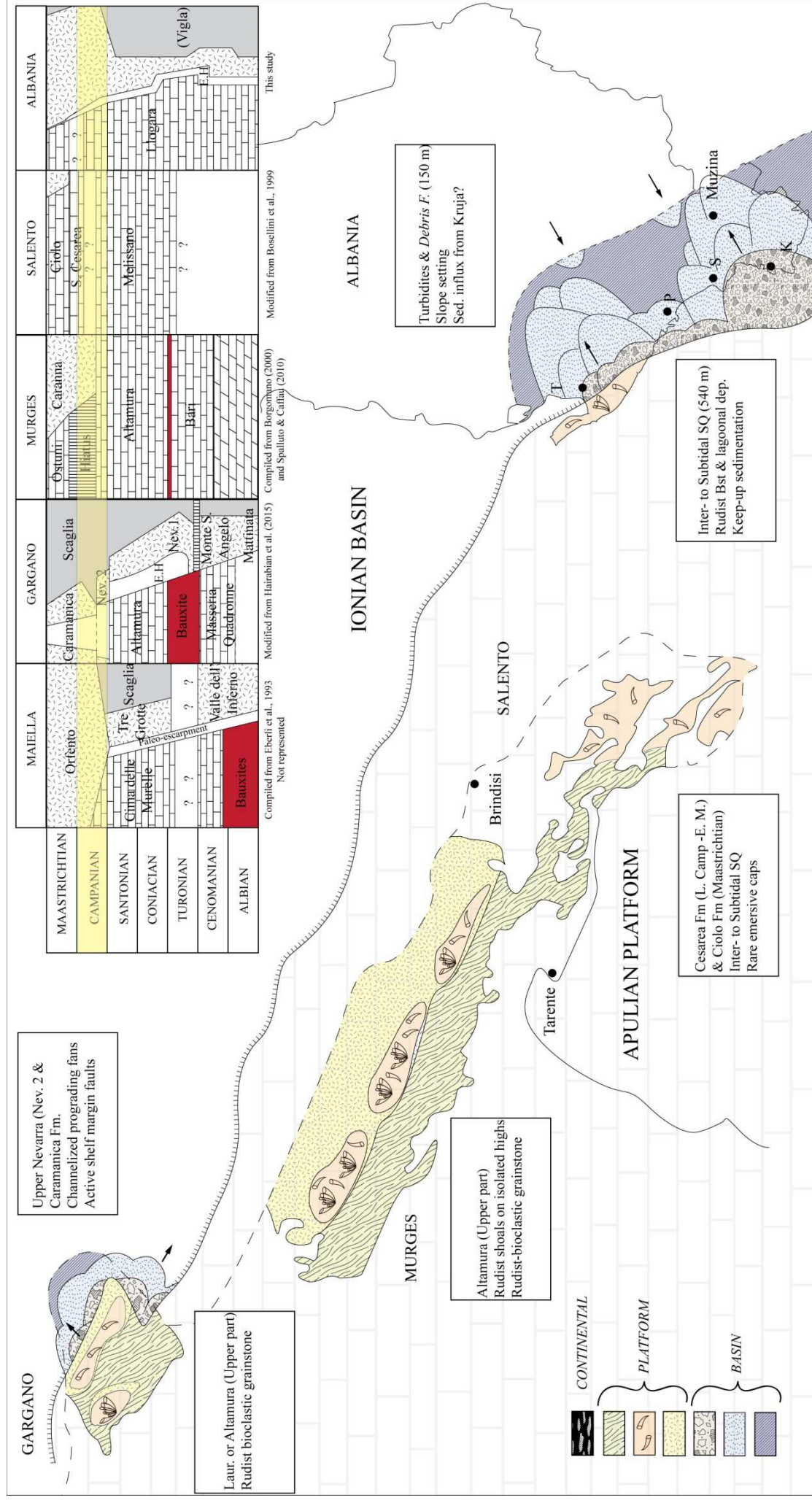


Figure 5.5: Représentation paléogéographique de la marge Apulienne au Campanien. Les faciès de dépôts sont représentés depuis les plus externes (Bassin) vers les plus internes (continental émersif).

1.5. Maastrichtien

a. La Plateforme Apulienne

La sédimentation de plateforme reste très dominée par les rudistes au Maastrichtien (Murgès, Gargano, Maiella). Les bio-constructions sont communément associées à des wackestones et grainstones bioclastiques (Formation *d'Ostuni*, Murgès). Dans le massif de la Maiella, l'escarpement entre la plateforme et le bassin est entièrement comblé à cette période (Formation *d'Orfento*, Fig. 1.32). Dans cette zone, la transition s'opère selon un profil faiblement incliné (rampe) et favorise la mise en place de lobes bioclastiques dans le bassin, passant dans la partie plus distale aux dépôts hémipélagiques de la formation *Scaglia*. L'affleurement étudié du côté albanais ne permet pas de se positionner par rapport à l'évolution morphologique de l'escarpement (non conservé). En revanche, la sédimentation de plateforme dominée par des dépôts internes, associés à des déformations syn-sédimentaires (*slumps*) qui suggèrent la proximité de la bordure de la plateforme (Fig. 3.38). Des déformations similaires dans des dépôts péritidaux de plateforme sont observés dans les Murgès (Spalluto et al., 2007 ; Mastrogiacomo et al., 2012).

b. Le Bassin Ionien

D'épaisses séries de dépôts gravitaires se mettent en place le long de la marge Apulienne durant le Maastrichtien. En Albanie, les déformations observées sur la plateforme sont directement impliquées dans la mise en place de *slumps* majeurs d'extension régionale. La formation de *Caramanica*, constituée de dépôts bioclastiques et de mégabrèches (Fig. 1.35) pourrait être synchrone de la mise en place des *slumps* et associée à un démantèlement de la plateforme.

c. La dynamique de la marge carbonatée Apulienne

Le Maastrichtien marque une dégradation des conditions propices à la production carbonatée en domaine de plateforme. La plateforme est largement affectée de déformation syn-tectoniques, et la production carbonatée est localement remplacée par le dépôt d'hémipélagites au Nord (Fig. 5.6). Ces indices dans la sédimentation et la re-sédimentation témoignent d'un démantèlement de la marge sous l'effet d'une réorganisation tectonique dans la région péri-Adriatique. Cette réorganisation est cohérente avec les premiers stades d'un régime compressif imprimé par la fermeture du Bassin de Pinde-Olonos qui implique progressivement le rapprochement des unités paléogéographiques vers l'Ouest (Fig. 1.2).

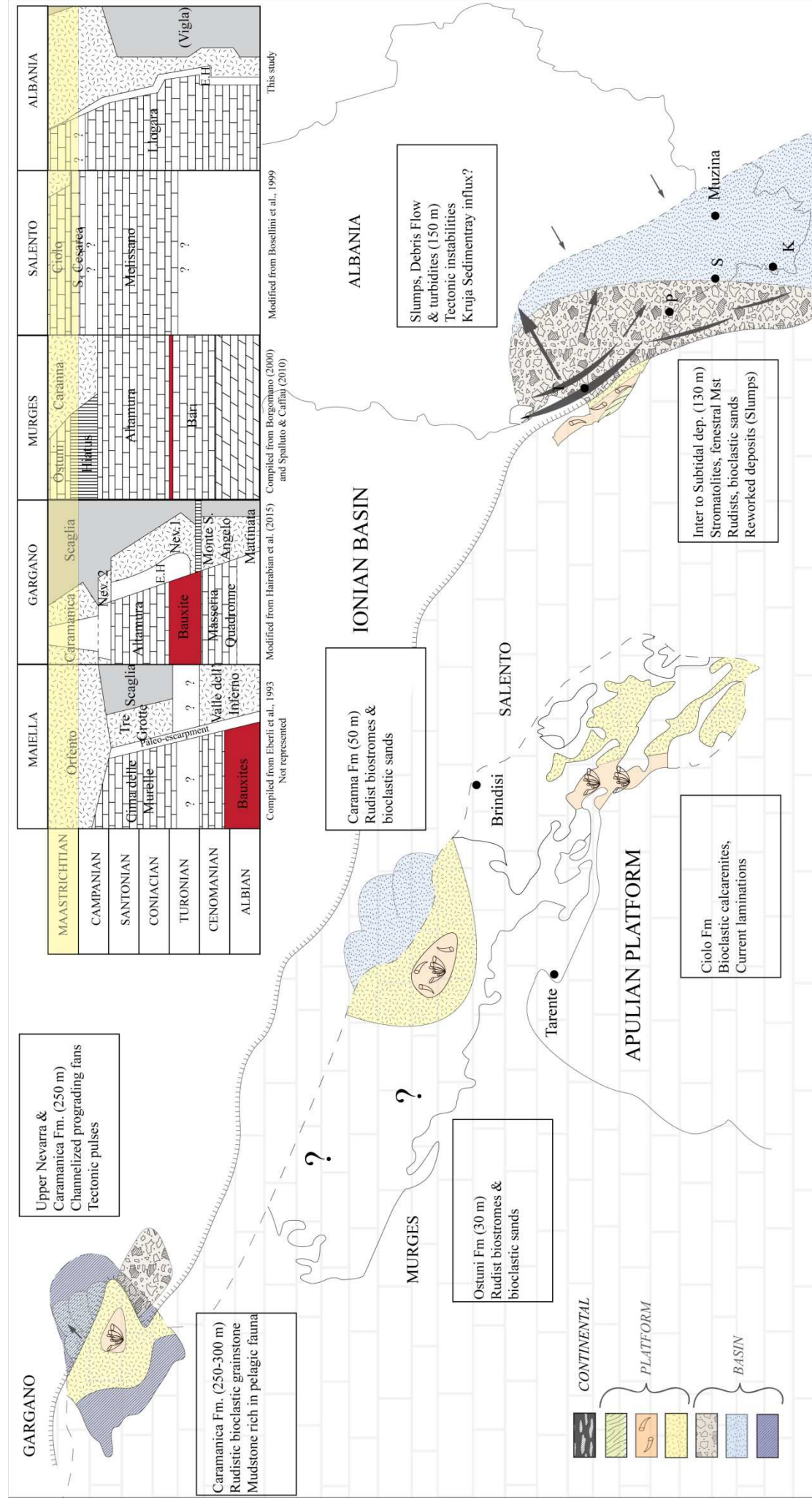


Figure 5.6: Représentation paléogéographique de la marge Apulienne au Maastrichtien. Les faciès de dépôts sont représentés depuis les plus externes (Bassin) vers les plus internes (continental émersif).

Chapitre 3 : Limites et perspectives

Ce dernier chapitre a pour objectif d'aborder les limites attachées à l'étude du système carbonaté albanais ainsi que les nombreuses perspectives de travail qui s'offrent dans la région. Il présente également une partie des résultats géostatistiques obtenus sur les successions du Bassin Ionien. Ce chapitre est divisé en cinq sections qui apportent des informations complémentaires sur : 1) la structuration et la délimitation des zones Apulienne et Ionienne ; 2) la compréhension de l'évolution de la marge Apulienne ; 3) le contrôle de la sédimentation ; 4) les crises globales et relations avec la sédimentation, et enfin 5) la caractérisation diagénétique et réservoir.

1. Structuration et délimitation tectonique des zones Apulienne et Ionienne

La délimitation des zones intégrées dans la chaîne de déformation des Dinarides-Albanides-Hellénides est assez claire dans ses grandes lignes dans la région péri-Adriatique (orientation NNW-SSE des unités Fig. 1.4). Dans le détail, certaines zones sont moins bien définies, notamment celle située entre l'île de Corfou au Nord et celle de Zakynthos au Sud. Ces disparités sont illustrées par des schémas régulièrement contradictoires de la zone d'auteurs comme Zappaterra (1994), Kiliass et al. (2001), ou Rigakis & Karakitsios (1998). Ces derniers, ainsi que Karakitsios & Rigakis (2007), offrent une cartographie assez détaillée de la suture entre Zone Ionienne et Zone pré-Apulienne dans cette région septentrionale de la Grèce, le long de quelques îles essaimées entre le canal d'Otrante au Nord et la Mer Ionienne au Sud (îles de Paxos, Antipaxos, Lefkas, Ithaki, Cephallonia, Zakynthos, Fig. 1.20). Les travaux de Karakitsios & Rigakis (2007) attribuent l'île de Corfou à l'ensemble du Bassin Ionien de même qu'Ithaki (Fig. 1.20), tandis que Paxos et Antipaxos appartiennent à la zone pré-Apulienne et que les îles de Lefkas, Cephallonia et Zakynthos sont situées sur la suture même, et exposent des séries relatives aux deux domaines de plateforme et de bassin.

Ces pointements insulaires, en partie Apuliens, sont précieux pour deux raisons. D'une part, ils constituent les affleurements les plus méridionaux de l'ensemble carbonaté néritique rattaché à la Plateforme Apulienne développée dans une vaste portion de la région péri-Adriatique, et peuvent révéler des indices relatifs aux conditions de sédimentation sur la Plateforme Apulienne et dans le Bassin Ionien durant le Crétacé. D'autre part, les indices structuraux, en partie mis en évidence par Karakitsios & Rigakis (2007) pourrait permettre de mieux comprendre la structuration complexe de cette zone faillée de Cephallonia (Picha, 2002) et la nature du rattachement à l'ensemble Apulien. Ces précisions structurales et sédimentaires seraient d'une importance considérable pour éventuellement définir un domaine « pré-Apulien » (défini comme une zone de transition entre Plateforme Apulienne et Bassin Ionien ; Renz, 1940 ; Aubouin, 1959 ; Karakitsios & Rigakis, 2007) et ses caractéristiques associées (extension, limites, nature de la transition avec l'Apulie et avec le bassin Ionien).

Une approche méthodologique possible pour cet objectif consiste à exploiter les lignes sismiques et coupes existantes. Parmi elles celles de *Chevron*, exploitées par Picha (2002) ou IGRS-IFP (1966) mentionnées par Karakitsios & Rigakis (2007), ou encore les données plus récentes issues de compagnies présentent dans la région Adriatique (*Agip*). Cette étude devrait être couplée avec une investigation sédimentaire de précision, en s'appuyant sur les

travaux de Di Carlo et al. (2010) qui présentent une partie des successions du Crétacé Supérieur affleurantes sur l'île de Zakhyntos.

2. Compréhension de l'évolution sédimentaire de la marge Apulienne

Pour une meilleure compréhension de l'évolution tectono-sédimentaire de la marge Apulienne, certaines zones d'intérêt mérite une attention particulière. De l'Est vers l'Ouest, voici quelques éléments qui pourraient permettre d'étendre la zone d'investigation et de parvenir à l'élaboration d'un modèle conceptuel étendu de la marge Apulienne :

1) La succession carbonatée néritique de la zone de Kruja, brièvement présentée dans ce manuscrit de thèse (Fig. 1.21), figure parmi les points clés de la compréhension d'un système sédimentaire à deux plateformes (Kruja-Gavrovo à l'Est et Plateforme Apulienne à l'Ouest) et un bassin central (Bassin Ionien), dont le remplissage est largement contrôlé par les apports périphériques. Les travaux existants sont surtout basés sur une biostratigraphie précise du Massif de Kruja-Dajt (*L'escalier et la Route*) et du massif de Kulmaka (Heba, 2006 ; Heba & Prichonnet, 2006, 2009 ; Heba et al., 2009). Cette base biostratigraphique est précieuse, mais la classification faciologique associée et le détail accordé à la description des différentes coupes est très simplifiée (Fig. 1.21). Ces descriptions ne permettent pas l'identification de processus sédimentaires à l'échelle du banc, ou une éventuelle cyclicité de la sédimentation. De plus, d'après les relevés publiés, les successions étudiées semblent être régulièrement affectées d'une tectonique syn-sédimentaire, avec d'importants hiatus (de 16 à 60 Ma, Heba & Prichonnet, 2009), reconnus localement, mais rarement sur l'ensemble des coupes, ce qui ne facilite pas la compréhension. D'autre part, la mise en place des brèches dolomitiques identifiées à la base de la coupe de l'Escalier (Kruja), interprétées comme des brèches de chenaux intertidaux (Heba et al., 2009) est peu convaincante. Certains éléments complémentaires sont disponibles en annexe 4 (Fieldtrip Guidebook, ALBANIA).

Une approche intéressante consisterait à focaliser le travail sur quelques coupes clés et complètes ou sans lacune importante dans le Crétacé Supérieur. Par exemple, la coupe de *L'escalier* dans le massif de Kruja-Dajt (Heba et al., 2009) et les coupes II et P dans le massif de Kulmaka (Heba et Prichonnet, 2009) peuvent faire l'objet d'un relevé sédimentologique de détail précisément calé biostratigraphiquement. Par ailleurs, aucune publication n'est disponible sur les massifs de Kakarriqit & Rrencit, situés au Nord du pays et qui offrent potentiellement de bonnes conditions d'affleurement de cette succession du Crétacé Supérieur de la plateforme de Kruja (Moisiu & Gurabardhi, 2004).

2) L'enregistrement sédimentaire carbonaté du Bassin Ionien est largement focalisé dans cette étude sur les deux fronts de chevauchements de Kurveleshi et Cika. Le front le plus oriental de Berat n'a pas reçu d'attention particulière. Heba & Prichonnet (2009) mentionnent la présence de 450 mètres de brèches de pente datées du Santonien Supérieur-Paléocène (?) dans cette portion du Bassin, directement alimentées par la plateforme de Kruja. Peu d'évidences de ces dépôts figurent dans des travaux publiés. Un repérage préliminaire des affleurements d'intérêt a permis de sélectionner deux zones exploitables sur la chaîne de chevauchement de Berat. Les affleurements de Kelcyra et Sheperi (Fig. 5.7), sont dégagés le long de deux vallées orientées SW-NE qui recoupent la chaîne du *Mali Dhembelit*. D'après les observations réalisées (*Google Earth*®), trois unités sédimentaires sont clairement individualisables comprenant respectivement : i) une partie inférieure révélant deux horizons phosphatiques bien marqués et continus associés à des séries hémipélagiques peu marquées dans le paysage ; ii) une unité turbiditique constituée de bancs tabulaires strato-croissants bien marqués dans le paysage ; iii) une unité constituée d'une alternance de dépôts désorganisés (*slumps*) alternant avec des turbidites tabulaires.

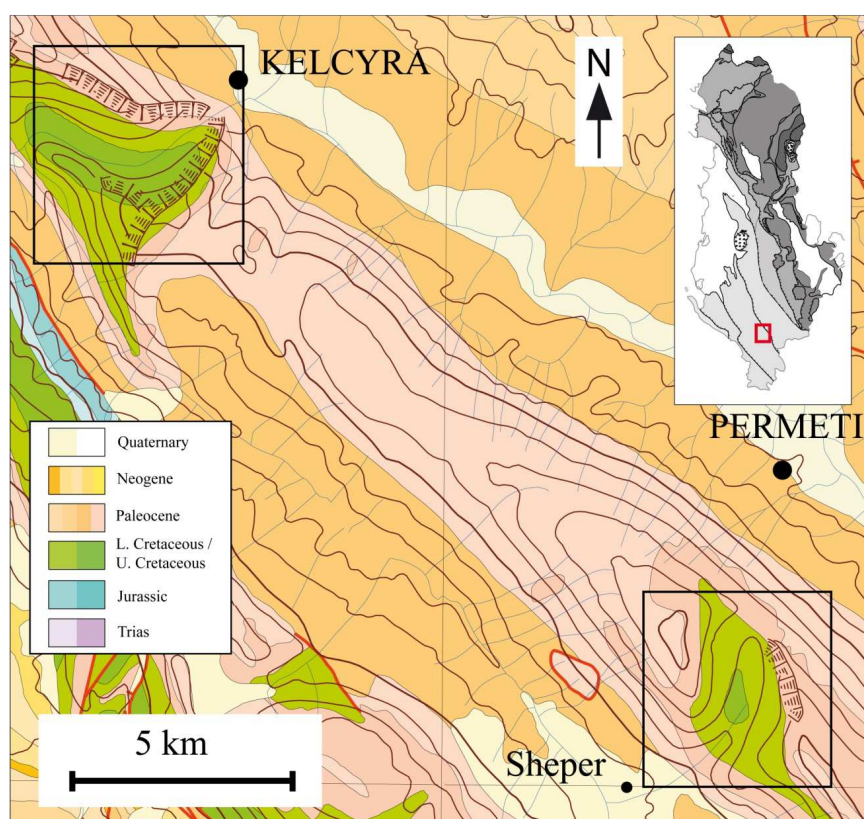


Figure 5.7: Zone de Sheperi et Kelcyra

3) Concernant le front de chevauchement de Kurveleshi, d'autres coupes sont probablement exploitables sur l'ensemble affleurant du Crétacé Supérieur au niveau de Progonati, bien que

les déformations tectoniques empêchent probablement un cheminement simple dans la succession. Plus au Nord, l'anticlinal de Kremenara a fait l'objet de travaux centrés sur le para-séquençage diagénétique des séries carbonatées gravitaires et leur propriétés réservoir associées (Swennen et al., 2000 ; Van Geet et al., 2002 ; Breesch et al., 2007 ; Vilasi, 2009). Les travaux menés pendant cette thèse ont permis de lever l'intégralité de la succession depuis la base du Crétacé Supérieur, et d'en déduire les caractéristiques de la sédimentation, l'épaisseur des bancs et unités et la morphologie des *slumps* etc. Cette coupe, bien que complémentaire et cruciale pour étendre la compréhension du système vers le Nord, n'a pas été incluse dans ce manuscrit, faute d'analyses de datation (bio et chrono-stratigraphiques). Ces analyses restent à réaliser sur les échantillons disponibles.

4) L'île de Corfou mérite également une investigation particulière. Les horizons phosphatiques du Cénomaniens-Turonien et Coniacien-Santonien y sont visibles dans un quart Nord-Est de l'île, aux environs du Mont Pantokrator. La partie sénonienne n'affleure pas au vu des observations préliminaires, mais l'étude de cette zone pourrait apporter de précieuses informations sur : i) la mise en place d'un système gravitaire de re-sédimentation pendant le Crétacé Supérieur dans le Bassin Ionien ; ii) la nature des faciès proximaux de talus du fait de la situation à l'Ouest de de Ksamil (zone n°4, Fig. 2.1). De la même manière, les îles de Lefkas, Ithaki et Cephalonia au Nord de la Grèce révèlent des faciès gravitaires potentiellement très grossiers, car directement en contact (tectonique) avec les dépôts de plateforme carbonatée.

5) La succession de plateforme exposée sur la Péninsule de Karaburun est décrite dans la partie 3. Sa description est largement focalisée sur le col de Llogara qui offre de bonnes conditions d'affleurement à l'extrême Sud de la Péninsule (Fig. 3.1 & 3.2). La précision attachée à la description de cette coupe (Fig. 3.3) ne doit pas faire oublier qu'il s'agit d'une coupe unique, qu'il serait éventuellement intéressant de corréliser avec d'autres coupes levées sur la même unité. Les conditions sont sans nul doute plus limitées vers le Nord de la péninsule, et ce pour deux raisons : i) aucune route ou chemin ne permet une description fraîche de l'affleurement, partiellement recouvert d'un maquis méditerranéen caractérisé par une végétation basse et épineuse ; ii) l'influence d'un tectonisme syn-sédimentaire révélé par la présence de *slumps* altère considérablement l'orientation dans la partie succession sur quelques centaines de mètres d'épaisseur (Fig. 3.37). Cependant, une investigation sédimentologique semble possible, même si l'approche méthodologique doit être singulièrement différente de celle menée dans le col de Llogara. Au-delà de la faisabilité, cette investigation est nécessaire, et pourrait permettre de mettre en évidence des faciès de plateforme externe, ou une éventuelle transition entre la Plateforme et le Bassin. Le relief

assez escarpé nécessiterait en revanche une logistique et une approche différente du levé. Les investigations menées au Nord du col de Llogara avaient pour unique objectif de cartographier l'extension des déstabilisations syn- sédimentaires. Ces observations ont par ailleurs révélé une nature assez contrastée des dépôts avec les séquences peri- à sub-tidales de plateforme. La figure 5.8 illustre les faciès rencontrés. Les litages subparallèles exposés sur la falaise révèlent une mise en place dans un environnement à fort hydrodynamisme (grainstones bioclastiques). Ces faciès sont absents dans la succession étudiée (Llogara) et attestent d'une disparité des faciès sédimentaires de plateforme sur la péninsule de Karaburuni.

Une méthode envisageable pour élargir la compréhension du système en domaine de plateforme sur la Péninsule de Karaburuni (environ 50 kms du Nord au Sud avec l'île de Sazani) est de réaliser plusieurs coupes sérieées d'orientation NE-SW en empruntant les quelques sentes qui traversent le massif depuis Dukati e Ri ou Orikum. Etant donné les conditions d'affleurement limitées, un levé grossier associé à une prise régulière d'échantillon et une description précise des faciès ponctuellement (là où l'affleurement le permet) pourrait suffire à apporter de précieuses informations sédimentologiques.

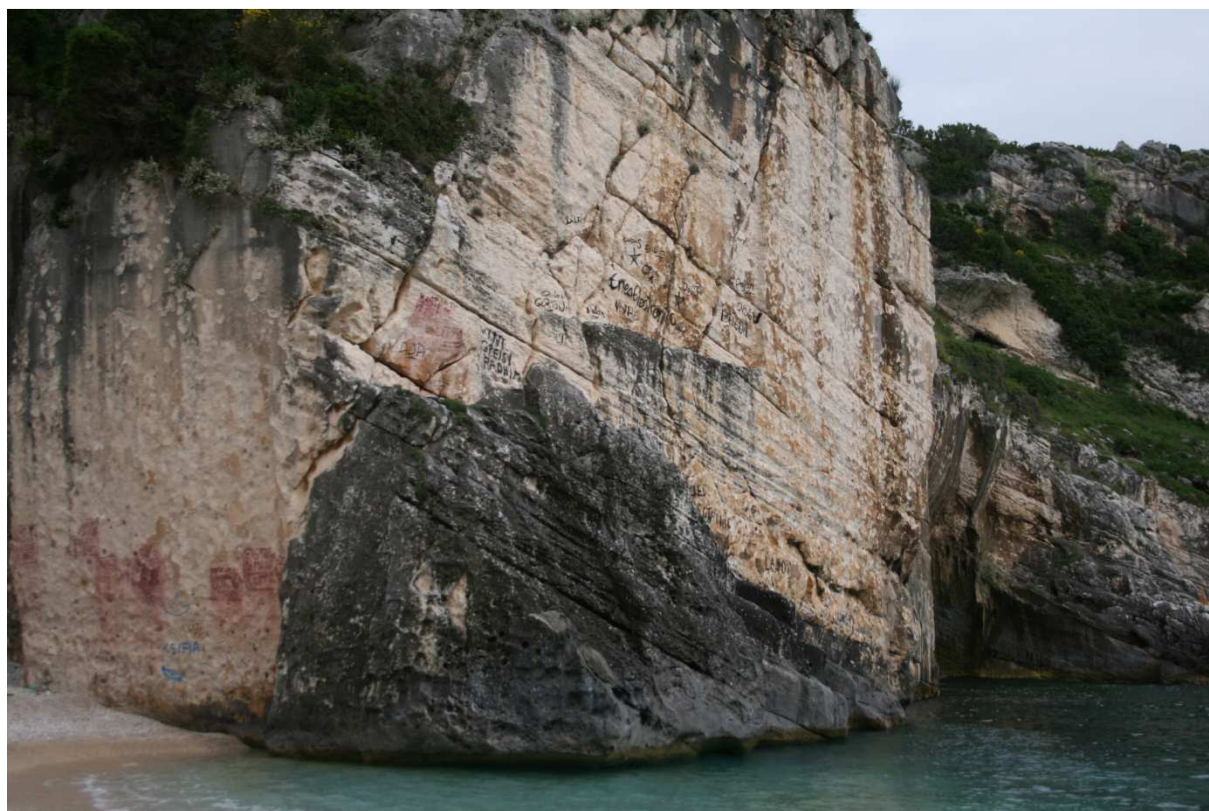


Figure 5.8: Détail d'un affleurement révélant une texture grainstone formée de débris bioclastiques. Les larges laminations attestent d'un hydrodynamisme prononcé. Plage de Grama, Péninsule de Karaburuni. L'affleurement fait une dizaine de mètres de bas en haut.

Ces investigations permettraient d'effectuer une corrélation stratigraphique entre plusieurs coupes, ce qui préciserait la géométrie des unités, les éventuelles variations latérales de faciès ainsi que la répartition de ces mêmes faciès sur un profil de dépôt.

3. Contrôle de la sédimentation

3.1. Le Bassin Ionien

Les analyses statistiques font parti des possibilités de traitement qui peuvent permettre de discrétiser un contrôle orbital ou tectonique de la re-sédimentation dans le Bassin Ionien. Un travail a été mené en collaboration avec Mathieu Martinez (Université de Brême) qui a réalisé le traitement statistique des coupes de bassin (Annexe 3, Analyse spectrale). L'objectif est d'illustrer le type d'analyse réalisable avec les données disponibles. La nature du contrôle sur la sédimentation (autocyclicité *versus* allocyclicité) doit aussi prendre en considération une éventuelle diversité des sources d'apports calci-clastiques, notamment avec la plateforme de Kruja qui forme la bordure orientale du Bassin Ionien.

a. Analyses spectrales

La tendance générale des séries est dans un premier temps éliminée soit par filtre passe-bas (Taner, 2003) soit par régression LOWESS (LOcally WEighted Scatterplot Smoothing ; Cleveland, 1979). Les analyses spectrales sont ensuite effectuées par la méthode *multi-taper* (Thomson, 1982, 1990). Il s'agit d'une méthode adaptée à l'analyse spectrale de séries courtes, bruitées et non-périodiques, telles que les séries sédimentaires. Le test statistique de Mann & Lees (1996) est appliqué aux spectres obtenus de façon à discriminer les pics significatifs. Les niveaux de confiance de 90, 95 et 99% sont représentés. Ils signifient que l'opérateur a respectivement 10%, 5% et 1% de chance de se tromper en considérant comme significatif un pic dépassant l'un de ces seuils. Généralement, le seuil de confiance de 95% est accepté comme seuil au-delà duquel un pic est considéré comme significatif. Par ailleurs, des analyses de Fourier (temps-fréquences) sont effectuées de façon à comprendre l'évolution des cyclicités tout au long des intervalles analysés. Cette analyse consiste à diviser la série en de petits intervalles de longueurs égales, appelés fenêtres. Ces fenêtres peuvent se recouvrir partiellement. Dans cette étude les fenêtres sont séparées les unes des autres de 1 banc. Sur chacune de ces fenêtres, une analyse de Fourier est appliquée après avoir : i) éliminé la tendance générale ; ii) standardisé et pondéré la série la série de façon à limiter le bruit de fond du spectre (Martinez et al., 2013). Enfin, les fréquences significatives sont isolées du

reste de la série par filtre passe-bande (Taner, 2003) de façon à fournir une autre représentation de leur évolution tout au long de la série.

La série comprise entre le banc 5 et le banc 264 montre une tendance générale à la hausse des valeurs d'épaisseur des bancs dans un intervalle compris entre les bancs 50 et 100, puis à une stabilisation de ces valeurs (Fig. 5.9A). L'application d'un filtre passe-bas à la série de données permet une élimination de la tendance générale dans la mesure où cette soustraction n'affecte pas les hautes fréquences ni ne génère de nouveaux pics spectraux dans les basses fréquences (Fig. 5.10), ce qui aurait pu biaiser l'interprétation du spectre (Vaughan et al., 2014).

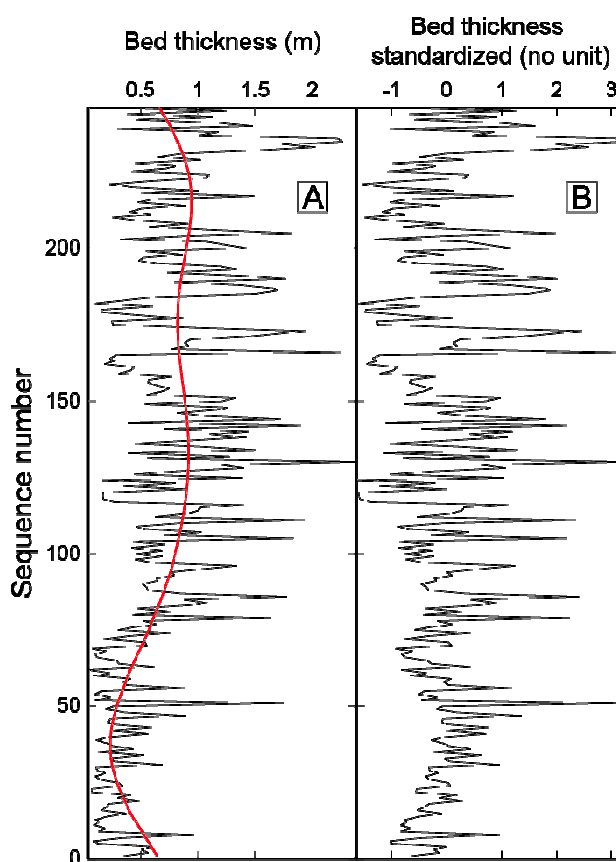


Figure 5.9: Série d'épaisseur des dépôts gravitaires de la série de Muzina. A. Série brute (en noir) avec tendance générale (en rouge) calculée par filtre passe-bas de Taner (2003) avec une fréquence de coupure de 1.172×10^{-2} cycles/banc. B. Série d'épaisseur des bancs après soustraction de la tendance générale.

L'analyse spectrale par la méthode multi-taper montre des périodes significatives de 16 bancs (95%), 4 bancs (95%) et 2,2 bancs (99%). Le pic de période 4 bancs n'a pas une puissance spectrale qui ressort des puissances des pics voisins. Par ailleurs, les pics de périodes comprises entre 2 et 3 bancs sont très proches de la limite d'observation. L'étude statistique sur des périodes de 2 et 3 bancs est jugée non-significative.

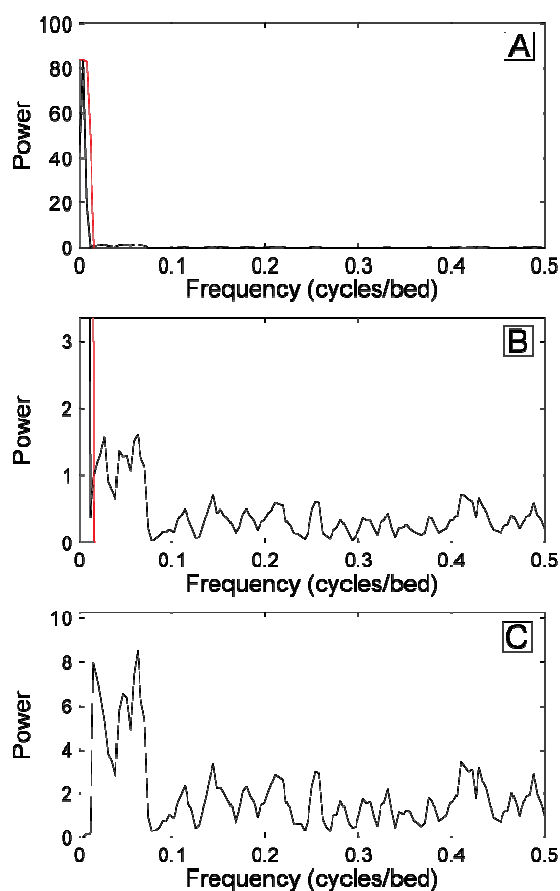


Figure 5.10: Spectres de la série épaisseur des dépôts gravitaires avant et après élimination de la tendance générale. A. Spectre avant élimination de la tendance générale (en gris : zone éliminée par le filtre passe-bas). B. Même spectre qu'en (A) zoomé sur les faibles puissances (en gris : zone éliminée par le filtre passe-bas). C. Spectre de la série après élimination de la tendance générale.

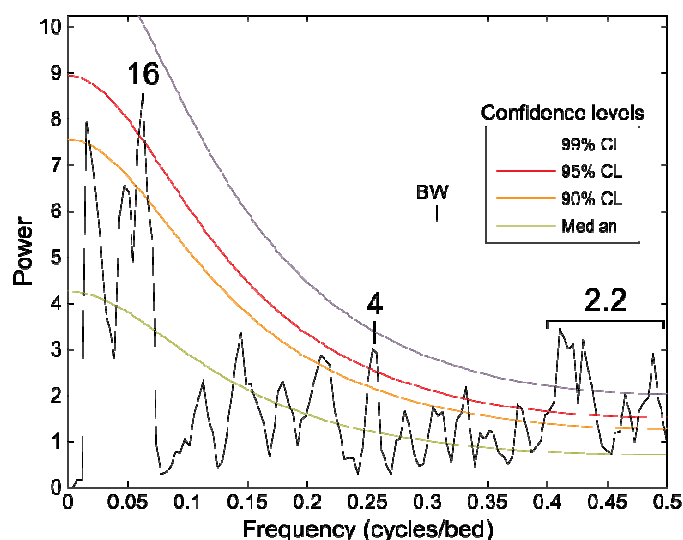


Figure 5.11: Spectre 2π -MTM de la série des épaisseurs de dépôts gravitaires de la succession de Muzina. Les périodes sont indiquées en nombre de bancs. BW : BandWidth : correspond à la marge d'erreur sur le calcul des fréquences.

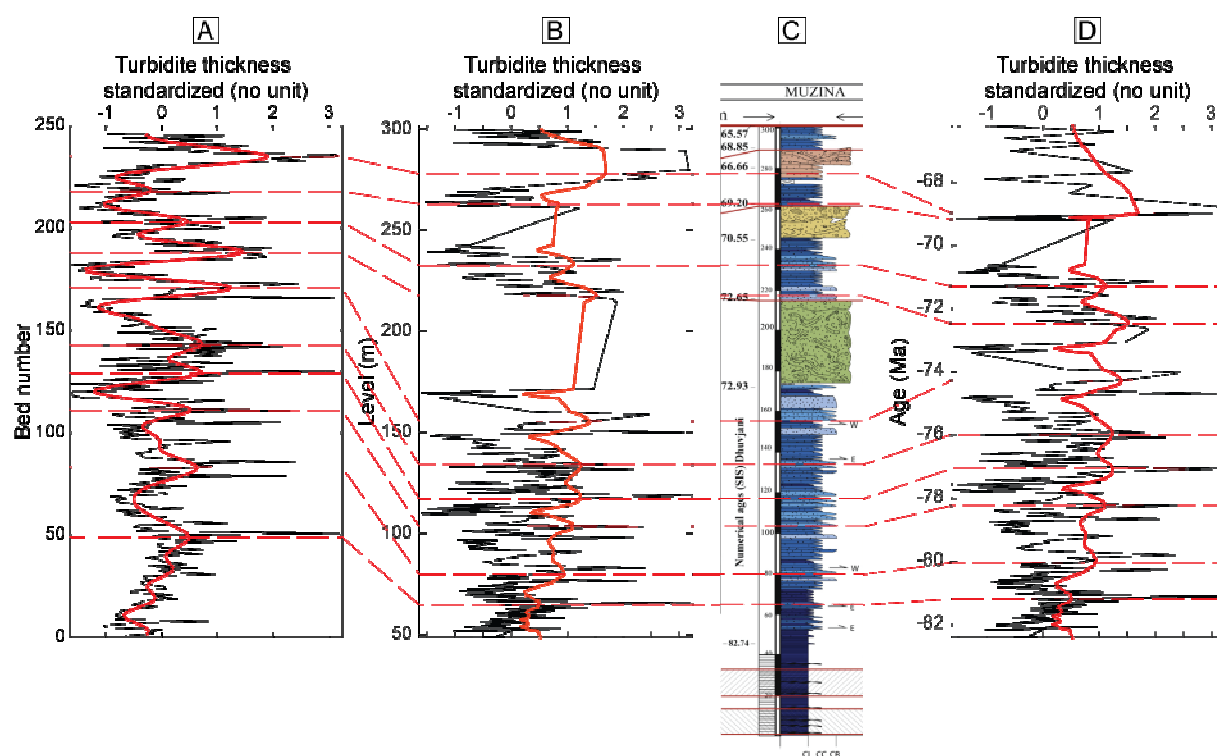


Figure 5.12: Filtrage du cycle de 16 bancs (fréquence de coupure : $7,422 \times 10^{-2}$ cycles/banc). A. Filtre mis en regard du numéro de banc. B. Filtre mis en regard du niveau stratigraphique. C. Log de Muzina. D. Filtre mis en regard des âges obtenus à partir des isotopes du strontium.

Le pic de fréquence 16 bancs a sa plus forte amplitude dans la partie supérieure de la coupe, entre les bancs 150 et 200 (Fig. 5.11). La mise en regard cette cyclicité avec les niveaux

stratigraphiques moyens des bancs ou les âges moyens calculés à partir des isotopes du strontium montre que cette cyclicité s'exprime avec une amplitude importante tout au long de la série (Fig. 5.12B & D).

Une nouvelle analyse multi-taper est effectuée sur la série mise en regard sur les âges moyens des bancs uniquement sur la portion de la série sous le *slump* n°1 (S1) de façon à s'affranchir des perturbations liées aux *slumps*. Cette nouvelle analyse spectrale montre une cyclicité de 1,5 Ma (99% CL) et à 200 ka (99% CL) (Fig. 5.13). Ces deux cyclicités ne correspondent à aucun forçage astronomique, ce qui suggère des mécanismes autres qu'un forçage orbital pour expliquer l'origine de ces séquences de dépôts.

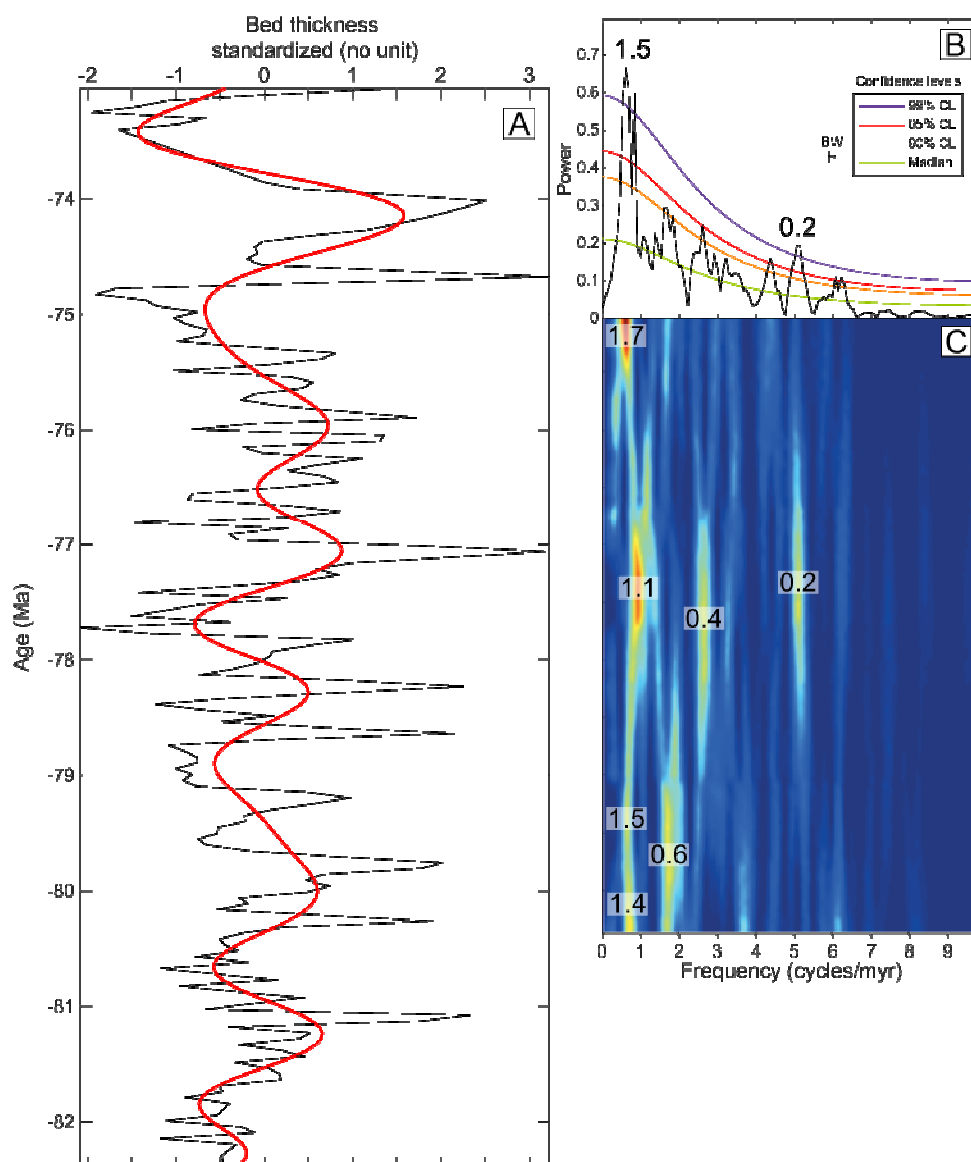


Figure 5.13: Analyses spectrales du signal des épaisseurs de dépôts gravitaires sous le slump n°1 mises en regard avec l'âge estimé des sédiments. A. Filtre passe-bas du cycle de 1,5 Ma (fréquence de coupure : $9,993 \times 10^{-1}$ cycles/Ma). B. Spectre 2π -MTM de la série mise en regard sur l'âge des sédiments. Les périodes significatives sont indiquées en millions

d'années. C. Spectrogramme de la série mise en regard avec l'âge des sédiments. Les périodes significatives sont exprimées en millions d'années.

Ces résultats sont contraints par la résolution stratigraphique. L'obtention de nouveaux résultats isotopiques permettrait d'améliorer cette résolution et potentiellement d'obtenir de nouveaux éléments concernant le caractère autocyclique ou allocyclique de la re-sédimentation. De nouvelles contraintes chronostratigraphiques peuvent aussi participer à appréhender l'évolution des taux de sédimentation /re-sédimentation au cours du Crétacé Supérieur. Les données présentées dans ce manuscrit montrent une franche évolution de la re-sédimentation depuis la période Cénomanién-Santonien où la re-sédimentation est quasi nulle jusqu'à la période du Sénonien Supérieur (Campanien-Maastrichtien) qui présente une re-sédimentation importante sur l'ensemble des coupes. Cette représentation d'âges géologiques compartimentés (Cénomanién-Maastrichtien) masque une réalité contrastée de l'évolution de la re-sédimentation au cours du Crétacé Supérieur, où l'épaisseur de dépôts et les temps de dépôts doivent être nécessairement distingués (Fig. 5.14).

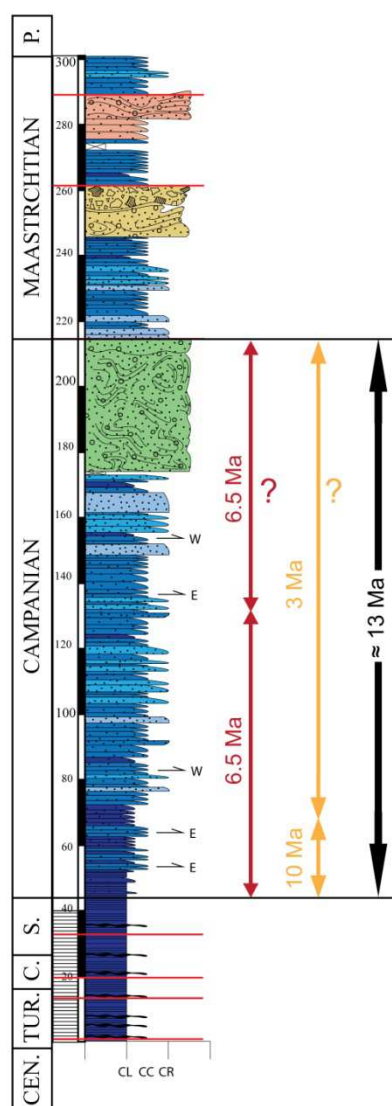


Figure 5.14: Illustration de l'incertitude existante sur l'épaisseur de dépôts resédimentés entre deux données chronostratigraphiques, ici l'exemple pour le Campanien (Coupe de Muzina).

b. Diversification des sources d'apports

Les successions étudiées attestent pour la majorité (Tragjas, Piluri, Saranda, Ksamil) d'un apport exclusif depuis la Plateforme Apulienne. Les successions révélées dans le Mali Gjere attestent un apport largement influencé par la Plateforme Apulienne, mais non-exclusif, comme le montre la succession de Muzina (Fig. 5.14, direction des apports). Certaines directions de courant suggèrent une provenance depuis l'Est qui pourrait être contrôlée par la plateforme de Kruja, tout comme pour la coupe de Kremenara (Deweever et al., 2002). Dans la mesure où les figures sédimentaires sont largement exposées à Muzina, il est parfaitement concevable d'établir une étude statistique sur la direction des apports clastiques, et ainsi déterminer si la re-sédimentation de bassin est influencée alternativement par l'une et l'autre des plateformes.

La méthodologie proposée consiste à reprendre les enregistrements sédimentaires détaillés de Muzina (log) et à pointer spécifiquement l'origine des apports pour chaque dépôt gravitaire issu d'une re-sédimentation. Les événements gravitaires (minoritaires) issus de la plateforme de Kruja feront l'objet d'un intérêt particulier (nature et composition du dépôt, datation). Ces informations sur la nature du matériel re-sédimenté et la définition d'un cadre temporel précis (âge numériques déterminés grâce aux mesures du rapport isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) pourraient apporter des informations cruciales sur le fonctionnement du système comme : i) la distance à la source (granulométrie, maturité des grains) ; ii) les conditions de sédimentation (ou d'érosion) de la plateforme au moment du dépôt (*Highstand* versus *Lowstand turbidites* ; Reijmer et al., 2012) ; iii) les indices relatifs à la pente de l'environnement de dépôt.

3.2. La Plateforme Apulienne

Le cadre temporel défini sur l'affleurement de Plateforme Apulienne repose sur des datations bio-stratigraphiques (Fig. 3.24). Quelques âges numériques fiables sont établis dans la partie supérieure de la coupe (Table 3.5). Elles sont révélées par la détermination des rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Leur fiabilité est renforcée par l'analyse bio-stratigraphique et la correspondance observée avec la re-sédimentation de bassin (*Slumps* ; Fig. 5.1). Ce calage stratigraphique quasi-optimal dans la partie supérieure de la coupe souligne l'absence d'âges numériques depuis l'Albien terminal jusqu'au Campanien Moyen à Supérieur.

L'obtention de contraintes temporelles complémentaires représente un vrai challenge dans le cas de cette succession de plateforme. Une diversification des échantillons pour les mesures isotopiques du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pourrait permettre de préciser certains intervalles (ex : Chondrodontes). La magnétostratigraphie offre également une piste envisageable pour l'obtention de nouvelles contraintes, mais ce uniquement à partir de la limite Santonien/Campanien (C33 – C29 ; Hardenbol et al., 1998).

4. Crises globales et sédimentation

La fiabilité de l'association des techniques bio- et chrono-stratigraphique dans les sédiments du Bassin Ionien offre d'intéressantes perspectives de travail dans des intervalles stratigraphiques plus contraints. Les deux horizons phosphatiques identifiés dans les séries pélagiques du Crétacé Supérieur en Albanie correspondent à des événements reconnus régionalement et probablement liés à l'échelle globale aux 'événements anoxiques

océaniques' (*Oceanic Anoxic Events* – OAE). L'intervalle comprenant les deux horizons phosphatiques est peu développé dans le Bassin Ionien (environ 40 m, Fig. 4.26). La difficulté de prélever des faunes pélagiques dans ces intervalles présentant peu d'affleurements corrects (présence de phosphates, pédogénèse intense) est en partie responsable de l'absence de contraintes stratigraphiques précises dans cette partie inférieure des successions étudiées. Plusieurs intérêts sont attachés à une focalisation sur les horizons phosphatiques :

1) Une caractérisation sédimentaire plus fine des horizons phosphatiques afin de préciser les conditions environnementales associées à leur sédimentation. Une étude géochimique (isotopes du carbone et de l'oxygène, matière organique) et bio-stratigraphique plus fine pourrait permettre une mise en relation entre nature de la sédimentation (courants gravitaires ou dépôts pélagiques), évolution (ou disparition) des faunes planctoniques et conditions d'oxygénation du milieu. Ces précisions sur la nature des dépôts et l'évolution de la sédimentation sont renforcées par l'intérêt porté à cet intervalle « source » reconnu en Grèce (formation *Vigla*).

2) Une meilleure contrainte temporelle de ces deux événements majeurs liés à la dynamique de sédimentation peut faire l'objet d'une étude complémentaire. Ces horizons sont vraisemblablement liés aux événements anoxiques OAE 1b (*Paquier*, Alptien-Albien), OAE 2 (*Bonarelli*, Cenomanien-Turonien), et OAE 3 (Coniacien-Santonien ; Schlanger & Jenkyns, 1976). L'identification des faunes pélagiques *Rotalipora* sp., *Ticinella* sp. et *Dicarinella* sp., *Marginotruncana* sp. dans les sédiments de bassin associés à ces horizons phosphatiques suggère des âges respectivement Cenomanien-Turonien et Coniacien-Santonien. Ces résultats sont appuyés par les travaux de Meço et al., 2000. En revanche, des travaux similaires réalisés en Grèce suggèrent au contraire un calage stratigraphique sur les niveaux de *Paquier* et *Bonarelli* respectivement (Karakitsios et al., 2007; Karakitsios, 2013).

3) Les implications attachées à ces expertises permettent un élargissement de la zone d'étude avec une extension du système vers le Sud (les Hellénides en Grèce). La perspective de corrélations régionales pourrait alors être envisagée, marquant une rupture dans la compartimentation habituelle entre d'une part les travaux Grecs (Rigakis & Karakitsios, 1998 ; Karakitsios, 2013) et d'autre part les travaux Albanais (Meço et al., 2000 ; Robertson & Shallo, 2000). D'autre part, la focalisation sur les niveaux phosphatiques (potentiellement résultants d'événements anoxiques) pourrait être complétée par un travail sur la sédimentation de plateforme. En effet, ces conditions de sédimentation particulières (modification des conditions d'oxygénation et du cycle du carbone) ont nécessairement une réponse spécifique sur environnements de plateforme carbonatée.

La méthodologie proposée consiste à centrer l'étude sur un intervalle stratigraphique de 40 à 50 mètres constitué essentiellement de dépôts hémipélagiques et comprenant deux horizons bien marqués et continus dans le paysage. Le relevé sédimentaire précis sert à consigner l'enregistrement vertical du dépôt, comprenant la nature lithologique (essentiellement micrites hémipélagiques, argiles vertes et silex stratiformes) et les épaisseurs respectives de chaque banc. Un prélèvement régulier (ex : tous les 20cm) permettra d'effectuer les analyses de Carbone Organique Total (COT), ainsi que les analyses isotopiques du Carbone ($\delta^{13}\text{C}$) et de l'Oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) sur l'ensemble des échantillons, et du Strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) ponctuellement. Ces données permettraient d'associer un cadre stratigraphique précis (contraint bio- et chronostratigraphiquement). Ces données géochimiques pourraient ensuite être comparées à celles obtenues dans le Bassin Ionien et de Pinde (Karakitsios et al., 2007 ; Karakitsios et al., 2010).

5. Caractérisation diagénétique et réservoir

La série de dépôts gravitaires du Crétacé Supérieur-Eocène constitue le plus important réservoir pétrolifère du pays (Fig. 1.8 & 1.9). Cette spécificité confère un intérêt majeur à l'intervalle étudié. L'étude de 7 successions de bassin (4.25) et leur corrélation a permis de dégager, au-delà de l'analyse séquentielle, trois unités sédimentaires distinctes, caractérisées par une relative homogénéité des faciès : i) l'unité à la base de la succession du Crétacé Supérieur (Cénomaniens-Santonien) est dominée par des faciès hémipélagiques (B14, Fig. 4.26) ; ii) une unité composée de dépôts gravitaires est individualisable au-dessus de ces hémipélagites, qui comprend principalement des dépôts datés du Campanien (Fig ; 4.26), et iii) une unité sommitale (Campanien Supérieur - Maastrichtien) définie par des dépôts de type *slumps*, alternant avec des dépôts gravitaires tabulaires (Fig ; 4.26).

Cette ségrégation des faciès sédimentaires induit vraisemblablement des disparités d'un point de vue diagénétique et réservoir. Certaines données relatives à la circulation de fluides (Swennen et al., 2000, 2003) ou autres données liées à l'empreinte diagénétique (Van Geet et al., 2002) et aux propriétés pétrophysiques (Rubert, non-publié) des dépôts gravitaires du Crétacé Supérieur sont d'ores et déjà disponibles. Le but de cette étude consiste à implémenter les données multiples (faciès sédimentologique, diagénétique et pétrophysique) afin de discrétiser des unités homogènes d'un point de vue réservoir.

Ces implications pourraient faire l'objet d'un modèle numérique réservoir sur une série sédimentaire exclusivement carbonatée.

CONCLUSIONS

CONCLUSIONS

Le présent manuscrit constitue une approche multidisciplinaire focalisée sur les dépôts carbonatés de la marge Apulienne en Albanie. Les travaux menés portent sur (1) les processus de sédimentation et de re-sédimentation carbonatée (2) la biostratigraphie des foraminifères benthiques et planctoniques et la chronostratigraphie isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, (3) les propriétés diagénétiques et pétrophysiques de l'enregistrement sédimentaire de plateforme, (4) les facteurs de contrôle de l'évolution sédimentaire de la marge Apulienne en Albanie et (5) son intégration dans la région péri-Adriatique.

(1) Les descriptions de terrain haute résolution, appuyées des techniques de microscopie, ont permis de souligner la dynamique d'accumulation sédimentaire dans les domaines de plateforme et de bassin. Dans ces deux domaines, des classifications de faciès sont proposées qui permettent d'identifier des environnements de dépôts spécifiques, spatialisés à l'échelle de la marge carbonatée Apulienne. Ces techniques permettent pour la première fois de proposer un cadre sédimentaire précis et unifié pour huit successions de la Plateforme Apulienne et du Bassin Ionien. Ces données, toujours associées d'éléments cartographiques, forment le cœur de l'étude.

(2) La datation des dépôts carbonatés s'appuie sur une combinaison de techniques bio- et chronostratigraphiques. L'apport de ces techniques est très différencié sur la plateforme et dans le bassin: i) sur la plateforme, le cadre chronologique reste imprécis car largement soumis à la résolution des foraminifères benthiques. L'efficacité de la chronostratigraphie isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est largement affectée par les processus diagénétiques récents qui modifient le signal isotopique originel. La partie supérieure de la succession (Maastrichtien) révèle en revanche des résultats plus cohérents; ii) la chronostratigraphie apporte d'importantes précisions au cadre biostratigraphique dans le bassin, et permet de déterminer avec précision la limite K/P ainsi que la datation des *slumps* utilisés comme *datum* pour le système transitionnel plateforme - bassin.

(3) La combinaison des analyses sédimentologiques, microscopiques et pétrophysique permet de caractériser l'expression d'une cyclicité développée sur la succession de plateforme. Celle-ci s'exprime en Albanie par : i) la mise en place d'empilements spécifiques de faciès répondant à une séquentialité haute-fréquence / faible amplitude à l'échelle de l'affleurement. 470 paraséquences sont identifiées sur l'ensemble de la succession du Crétacé Supérieur, classées en six *types* qui révèlent des conditions de dépôts inter à subtidales; ii) à l'échelle de la paraséquence, un néo-morphisme des micrites et une dolomitisation prononcée pour les faciès constituant le sommet des séquences, iii) une occlusion progressive de la porosité vers le haut des séquences, contrôlé par le type de matrice et la distribution des macropores B (10-15 μm).

CONCLUSIONS

(4) l'analyse intégrée des successions étudiées permet d'identifier cinq phases d'évolution de la marge Apulienne au Crétacé Supérieur en Albanie, pouvant être découpées en deux super-séquences :

Super - séquence 1: De l'Albien terminal au Turonien, l'aspect monotone de la sédimentation de plateforme, l'évolution en termes de nature et épaisseur des paraséquences (proxy de l'accommodation) ainsi que les conditions de bassin profond dominantes dans la zone Ionienne (re-sédimentation faible) suggèrent : i) une aggradation prononcée de la plateforme carbonatée soumise aux variations eustatiques dans un contexte subsident et ii) des conditions relativement stables à l'interface plateforme/bassin laissant place à une sédimentation principalement autochtone dans le Bassin. Cette super - séquence s'achève au Turonien par une réduction franche de l'accommodation en domaine de plateforme et une évolution de la dynamique de sédimentation (dominance des faciès internes, absence de cyclicité) qui ne se traduit par aucun transfert sédimentaire significatif dans le Bassin Ionien.

Super-séquence 2: la période Coniacien-Santonien marque l'initiation de conditions de sédimentations inter- à subtidales en domaine de plateforme. Ces conditions se traduisent par la mise en place de séquences à rudistes et s'accompagnent potentiellement d'une évolution morphologique de la bordure de plateforme. Dans le Bassin Ionien, les conditions de sédimentation profonde prévalent, mais les premières arrivées calci-clastiques sont attestées dès le Santonien Supérieur. Les conditions prolifiques de sédimentation sont clairement établies au Campanien et se traduisent par une augmentation significative du transfert sédimentaire depuis la plateforme vers le Bassin Ionien. Trois facteurs sont compatibles avec un accroissement des volumes de re-sédimentation: i) le processus de *Highstand Shedding* ; ii) la morphologie de la plateforme (pente) ; et ii) l'accroissement d'un stress tectonique de la marge. Au Campanien Moyen – Supérieur et Maastrichtien, cette intensification sismique est affirmée par au moins trois impulsions majeures attestées par des niveaux attestant de déformations syn-sédimentaires (*slumps*) et reconnus uniformément sur la plateforme et dans le Bassin. Si la l'origine tectonique ne fait pas de doute pour ces déformations, la nature du mouvement (extensif ou compressif) reste inconnue.

(5) Ces éléments de compréhension du système de transition entre Plateforme Apulienne et Bassin Ionien en Albanie élargissent la représentation du système à l'échelle régionale. Ils permettent de confirmer certains aspects du fonctionnement de la marge Apulienne au Crétacé Supérieur. Parmi les similitudes dans la dynamique de sédimentation à l'échelle régionale, on distingue: i) une sédimentation très interne dominante pendant tout le Cénomani, et révélée par la mise en place de paraséquences intertidales; ii) des conditions émergives ou pseudo-émersives attestées dans la région au Turonien, probablement induites

CONCLUSIONS

par une réorganisation tectonique de la marge Apulienne; iii) un transfert sédimentaire massif de la plateforme au Campanien, induite par "l'usine" à rudistes et iv) un démantèlement tectonique de la plateforme au Campanien - Maastrichtien possiblement induite par l'initiation d'une dynamique compressive dans la région.

Références bibliographiques

- Accarie, H.**, 1988. Dynamique sédimentaire et structurale au passage plateforme / bassin. Les faciès crétacés et tertiaires - massif de la Maiella (Abruzzes, Italie): Ecole des Mines de Paris. Mémoires des sciences de la Terre 5, 158.
- Allan, J.R., Matthews, R.K.**, 1982. Isotope signatures associated with early meteoric diagenesis. *Sedimentology* 29, 797–817. doi:10.1111/j.1365-3091.1982.tb00085.x
- Alsop, G.I., Marco, S.**, 2011. Soft-sediment deformation within seismogenic slumps of the Dead Sea Basin. *Journal of Structural Geology* 33, 433–457. doi:10.1016/j.jsg.2011.02.003
- Anderson, H., Jackson, J.**, 1987. Active Tectonics of the Adriatic Region. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 91, 937–983.
- Arthur, M.A., Schlanger, S.O.**, 1979. Cretaceous “oceanic anoxic events” as causal factors in development of reef-reservoired giant oil fields. *AAPG Bulletin* 63, 870–885.
- Aubouin, J.**, 1959. Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale: les confins de l'Epire et de la Thessalie; Place des Héliénides parmi les édifices structuraux de la méditerranée orientale. Paris.
- Azzaroli, A., Radina, B., Ricchetti, G., Valduga, A.**, 1968. Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, F° 189 «Altamura» (Serv. Geol. d'It.).
- Bádenas, B., Aurell, M.**, 2001. Proximal–distal facies relationships and sedimentary processes in a storm dominated carbonate ramp (Kimmeridgian, northwest of the Iberian Ranges, Spain). *Sedimentary Geology* 139, 319–340. doi:10.1016/S0037-0738(00)00151-2
- Bagnold, R.A.**, 1954. Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. *Proceedings of the Royal Society of London A* 225, 49–63.
- Balcaen, L., Schrijver, I.D., Moens, L., Vanhaecke, F.**, 2005. Determination of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotope ratio in USGS silicate reference materials by multi-collector ICP–mass spectrometry. *International Journal of Mass Spectrometry* 242, 251–255. doi:10.1016/j.ijms.2004.10.025
- Banner, J.L., Kaufman, J.**, 1994. The isotopic record of ocean chemistry and diagenesis preserved in non-luminescent brachiopods from Mississippian carbonate rocks, Illinois and Missouri. *Geological Society of America Bulletin* 106, 1074–1082. doi:10.1130/0016-7606(1994)106<1074:TIROOC>2.3.CO;2
- Bardossy, G., Jonas, K., Imre, A., Solymar, K.**, 1977. Interrelations of bauxite texture, micromorphology, mineral individualism, and heteromorphism. *Economic Geology* 72, 573–581. doi:10.2113/gsecongeo.72.4.573
- Barnaby, R.J., Rimstidt, J.D.**, 1989. Redox conditions of calcite cementation interpreted from Mn and Fe contents of authigenic calcites. *Geological Society of America Bulletin* 101, 795–804. doi:10.1130/0016-7606(1989)101<0795:RCOCCI>2.3.CO;2

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Berger, A.**, 1978. Long-term variations of caloric insolation resulting from the earth's orbital elements. *Quaternary Research* 9, 139–167. doi:10.1016/0033-5894(78)90064-9
- Bernet, K.H., Eberli, G.P., Gilli, A.**, 2000. Turbidite frequency and composition in the distal part of the Bahamas transect. In: Swart, P.K., Eberli, G.P., Malone, M.J., Sarg, J.F. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results* 166, 45–60.
- Bernoulli, D., Jenkyns, H.C.**, 1974. Alpine, Mediterranean and Central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. Modern and ancient geosynclinal sedimentation. In: Dott, R.H., Shaver, R.H. (Eds.). *SEPM Special Publication* 19, 129–160.
- Betzler, C., Reijmer, J.J.G., Bernet, K., Eberli, G.P., Anselmetti, F.S.**, 1999. Sedimentary patterns and geometries of the Bahamian outer carbonate ramp (Miocene–Lower Pliocene, Great Bahama Bank). *Sedimentology* 46, 1127–1143. doi:10.1046/j.1365-3091.1999.00268.x
- Bingham, E.**, 1916. An Investigation of the Laws of Plastic Flow. U.S. Bureau of Standards Bulletin 13, 309–353.
- Birck, J.L.**, 1986. Precision $K/Rb/Sr$ isotopic analysis: Application to Rb/Sr chronology. *Chemical Geology* 56, 73–83. doi:10.1016/0009-2541(86)90111-7
- Boggs, S.J., Krinsley, D.**, 2006. Application of Cathodoluminescence Imaging to the Study of Sedimentary Rocks, New York, Cambridge University Press. ed.
- Borgomano, J.**, 1987. La plateforme et le talus carbonatés du Crétacé supérieur du Gargano et des Murges (Italie Méridionale): Stratigraphie, sédimentologie, diagénèse, fonctionnement tectono-sédimentaire. de Provence.
- Borgomano, J.R.F.**, 2000. The Upper Cretaceous Carbonates of the Gargano-Murge Region, Southern Italy: A Model of Platform-To-Basin Transition. *AAPG Bulletin* 84, 1561–1588. doi:10.1306/8626BF01-173B-11D7-8645000102C1865D
- Bosellini, A., Morsilli, M.**, 2001. Il Promontorio del Gargano, cenni di geologia e itinerari geologici: Quaderni del Parco Nazionale del Gargano, 50 p.
- Bosellini, A., Morsilli, M., Neri, C.**, 1999. Long-term event stratigraphy of the Apulia Platform margin (Upper Jurassic to Eocene, Gargano, southern Italy). *Journal of Sedimentary Research* 69, 1241–1252. doi:10.2110/jsr.69.1241
- Bosellini, A., Neri, C., Luciani, V.**, 1993. Platform margin collapses and sequence stratigraphic organization of carbonate slopes: Cretaceous-Eocene, Gargano promontory, southern Italy. *Terra research* 5, 282–297.
- Bosence, D.**, 2005. A genetic classification of carbonate platforms based on their basinal and tectonic settings in the Cenozoic. *Sedimentary Geology* 175, 49–72. doi:10.1016/j.sedgeo.2004.12.030
- Bosence, D., Procter, E., Aurell, M., Bel Kahla, A., Boudagher-Fadel, M., Casaglia, F., Cirilli, S., Mehdie, M., Nieto, L., Rey, J., Scherreiks, R., Soussi, M., Waltham, D.**, 2009. A Dominant Tectonic Signal in High-Frequency, Peritidal Carbonate Cycles? A Regional Analysis of Liassic Platforms from Western Tethys. *Journal of Sedimentary Research* 79, 389–415. doi:10.2110/jsr.2009.038

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Bosence, D.W.J., Wood, J.L., Rose, E.P.F., Qing, H.,** 2000. Low- and high-frequency sea-level changes control peritidal carbonate cycles, facies and dolomitization in the Rock of Gibraltar (Early Jurassic, Iberian Peninsula). *Journal of the Geological Society* 157, 61–74. doi:10.1144/jgs.157.1.61
- Boss, S.K., Rasmussen, K.A.,** 1995. Misuse of Fischer plots as sea-level curves. *Geology* 23, 221–224. doi:10.1130/0091-7613(1995)023<0221:MOFPAS>2.3.CO;2
- Bouma, A.H.,** 1962. Sedimentology of Some Flysch Deposits: A Graphic Approach to facies Interpretation. pp. 217–222.
- Brahimi, Q., Ikonimi, J., Kanali, J., Dodona, E., Sadushi, P., Pirdeni, A., Bida, D.,** 1987. Stratigraphy of Carbonate Deposits from Upper Triassic to Upper Eocene, Kurveleshi Belt.
- Brahimi, Q., Kola, A., Sadushi, P., Ikonimi, J., Dodona, E., Kanali, J., Pirdeni, A., Myftari, A.,** 1992a. Stratigraphy and palaeogeography of carbonate deposits, Cika tectonic unit and Sazani tectonic zone.
- Brahimi, Q., Kola, A., Sadushi, P., Ikonimi, J., Dodona, E., Kanali, J., Pirdeni, A., Myftari, A.,** 1992b. Stratigraphy and palaeogeography of carbonate deposits, Cika tectonic unit and Sazani tectonic zone.
- Bralower, T.J., Arthur, M.A., Leckie, R.M., Sliter, W.V., Allard, D.J., Schlanger, S.O.,** 1994. Timing and paleoceanography of oceanic dysoxia/anoxia in the late Barremian to early Aptian (Early Cretaceous). *Palaaios* 9, 335–369. doi:10.2307/3515055
- Bramlette, M.N., Bradley, W.H.,** 1942. Lithology and geologic interpretations. In *Geology and biology of North Atlantic deep sea cores between Newfoundland and Ireland, Part 1*. U.S. Geol. Survey Prof. Paper 196-A 1–34.
- Brandano, M., Loche, M.,** 2014. The Coniacian–Campanian Latium–Abruzzi carbonate platform, an example of a facies mosaic. *Facies* 60, 489–500. doi:10.1007/s10347-013-0393-x
- Breesch, L., Swennen, R., Dewever, B., Mezini, A.,** 2007. Deposition and diagenesis of carbonate conglomerates in the Kremenara anticline, Albania: a paragenetic time marker in the Albanian foreland fold-and-thrust belt. *Sedimentology* 54, 483–496.
- Brelek, M., Korbar, T., Cvetko Tešović, B., Glumac, B., Fuček, L.,** 2013. Stratigraphic framework, discontinuity surfaces, and regional significance of Campanian slope to ramp carbonates from central Dalmatia, Croatia. *Facies* 59, 779–801. doi:10.1007/s10347-012-0342-0
- Burchette, T.P., Wright, V.P.,** 1992. Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology* 79, 3–57. doi:10.1016/0037-0738(92)90003-A
- Burgess, P.M.,** 2001. Modeling carbonate sequence development without relative sea-level oscillations. *Geology* 29, 1127–1130.
- Burke, W.H., Denison, R.E., Hetherington, E.A., Koepnick, R.B., Nelson, H.F., Otto, J.B.,** 1982. Variation of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time. *Geology* 10, 516–519. doi:10.1130/0091-7613(1982)10<516:VOSSTP>2.0.CO;2

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Čadjenović, D., Kilibarda, Z., Radulović, N., 2008.** Late Triassic to Late Jurassic evolution of the Adriatic Carbonate Platform and Budva Basin, Southern Montenegro. *Sedimentary Geology* 204, 1–17. doi:10.1016/j.sedgeo.2007.12.005
- Caffau, M., Plenicar, M., Pugliese, N., Drobne, K., 1998.** Late Maastrichtian Rudists and microfossils in the Karst Region (NE Italy and Slovenia). *Geobios* 31, Supplement 1, 37–46. doi:10.1016/S0016-6995(98)80063-6
- Caire, A., 1975.** Italy in its Mediterranean setting. In: C. Squyres (Editor), *Geology of Italy*. Earth Sciences Society of the Libyan Arab Republic, Tripoli 11–74.
- Caldarelli, C., Markinson, M., 2013.** New insights into the Mesozoic tectono-stratigraphic evolution of the platform to basin transition in the Southern Adriatic Sea area: Searching for stratigraphic traps. Presented at the AAPG European Conference and Exhibition, Barcelona, Spain.
- Carannante, G., Ruberti, D., Simone, L., 2003.** Sedimentological and Taphonomic Characterization of Low-Energy Rudist-Dominated Senonian Carbonate Shelves (Southern Apennines, Italy). In: Gili, E., El Hédi Negra, M., Skelton, P. (Eds.), *North African Cretaceous Carbonate Platform Systems*, NATO Science Series. Springer Netherlands, pp. 189–201.
- Carannante, G., Ruberti, D., Sirna, G., 1998.** Senonian rudist limestones in the Sorrento Peninsula sequences (Southern Italy). *Geobios* 31, Supplement 1, 47–68. doi:10.1016/S0016-6995(98)80064-8
- Carannante, G., Ruberti, D., Sirna, M., 2000.** Upper Cretaceous ramp limestones from the Sorrento Peninsula (southern Apennines, Italy): micro- and macrofossil associations and their significance in the depositional sequences. *Sedimentary Geology* 132, 89–123. doi:10.1016/S0037-0738(00)00004-X
- Carannante, G., Ruberti, D., Simone, L., 1993.** Rudists and related sediments in Late Cretaceous open shelf settings. A case history from Matese area (Central-Southern Apennines, Italy). *Giorn. Geol.* 55, 21–36.
- Caron, M., 1985.** Cretaceous planktic foraminifera. In *Plankton Stratigraphy* 'ed. Bolli, H.M.). Cambridge University Press 17–86.
- Caron, M., 1983.** Taxonomie et phylogénie de la famille des Globotruncanidae. *Zitteliana* 10, 677–681.
- Catuneanu, O., Galloway, W.E., Kendall, C.G.S.C., Miall, A.D., Posamentier, H.W., Strasser, A., Tucker, M.E., 2011.** Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature. *Newsletters on Stratigraphy Special Issue* 44/3, 75 pp.
- Cerepi, A., Humbert, L., Burlot, R., 2002.** Dynamics of capillary flow and transport properties in porous media by time-controlled porosimetry. *Colloids and Surfaces, A: Physicochemical and Engineer Aspects* 206, 425–444.
- Channell, J.E.T., D'Argenio, B., Horváth, F., 1979.** Adria, the African promontory, in mesozoic Mediterranean palaeogeography. *Earth-Science Reviews* 15, 213–292. doi:10.1016/0012-8252(79)90083-7
- Chiocchini, M., Chiocchini, R., Didaskalou, P., Potetti, M., 2008.** Microbiostratigrafia del Triassico superiore, Giurassico e Cretacico in facies di piattaforma carbonatica del Lazio centro-meridionale e Abruzzo: revisione finale.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Mem. Descr. Carta Geol. d'It. 84, 5–170.
- Chiocchini, M., Farinacci, A., Mancinella, A., Molinari, V., Potetti, M.,** 1994. Biostratigrafia a foraminiferi, dasycladali e calpionelle delle successioni carbonatiche mesozoiche dell'Appennino centrale (Italia). *Biostratigrafia dell'Italia centrale. Studi Geologici Camerti* (Ed. Mancinella A) 9–129.
- Chiocchini, M., Mancinelli, A.,** 1977. Microbiostratigrafie del Mesozoico in facies di piattaforma carbonatica dei Monti Aurunci (Lazio meridionale). *Studi Geologici Camerti* 3, 109–152.
- Choquette, P.W., Pray, L.C.,** 1970. Geological nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 54, 207–250.
- Ciaranfi, N., Pieri, P., Ricchetti, G.,** 1988. Note alla carta geologica delle Murge e del Salento (Puglia centromeridionale). *Memorie della Società Geologica Italiana* 41, 449–460.
- Clark, J.D., Kenyon, N.H., Pickering, K.T.,** 1992. Quantitative analysis of the geometry of submarine channels: Implications for the classification of submarine fans. *Geology* 20, 633–636. doi:10.1130/0091-7613(1992)020<0633:QAOTGO>2.3.CO;2
- Cleveland, W.S.,** 1979. Robust Locally Weighted Regression and Smoothing Scatterplots. *Journal of the American Statistical Association* 74, 829–836.
- Cloetingh, S.,** 1988. Intraplate stresses: a tectonic cause for third-order cycles in apparent sea level. *Sea-Level Changes – An Integrated Approach. SEPM Special Publication* 42, 19–29.
- Colacicchi, R., Baldanza, A.,** 1986. Carbonate turbidites in a Mesozoic pelagic basin: Scaglia formation, apennines—comparison with siliciclastic depositional models. *Sedimentary Geology* 48, 81–105. doi:10.1016/0037-0738(86)90081-3
- Colombié, C., Bádenas, B., Aurell, M., Götz, A.E., Bertholon, S., Boussaha, M.,** 2014a. Feature and duration of metre-scale sequences in a storm-dominated carbonate ramp setting (Kimmeridgian, northeastern Spain). *Sedimentary Geology* 312, 94–108. doi:10.1016/j.sedgeo.2014.08.002
- Colombié, C., Giraud, F., Schnyder, J., Götz, A.E., Boussaha, M., Aurell, M., Bádenas, B.,** 2014b. Timing of sea level, tectonics and climate events during the uppermost Oxfordian (Planula zone) on the Iberian ramp (northeast Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 412, 17–31. doi:10.1016/j.palaeo.2014.07.014
- Cook, H.E., Hine, A.C., Mullins, H.T.,** 1983. Platform margin and deep-water carbonates. *Sco. Econ. Paleontol. Mineral. Short course* 12.
- Cook, H.E., McDaniel, P.N., Mountjoy, E.W., Pray, L.C.,** 1972. Allochthonous carbonate debris flows at Devonian bank ("reef") margins, Alberta, Canada. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 20, 439–486.
- Corbett, K.D.,** 1973. Open-cast slump sheets and their relationship to sandstone beds in a Upper Cambrian flysch sequence, Tasmania. *Journal of Sedimentary Petrology* 1, 147–159.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Costa, J.E.**, 1984. 'Physical geomorphology of debris flows', in Costa, J. E. and Fleisher, P. J. (Eds), *Development and Application of Geomorphology*, Springer Verlag, Berlin 268–317.
- Crescenti, U., Crostella, A., Donzelli, G., Raffi, G.**, 1969. Stratigrafia della serie calcarea dal Lias al Miocene nella regione Marchigiano - Abruzzese (Parte II - Litostratigrafia, biostratigrafia, paleogeografia). *Memorie della Società Geologica* 8, 343–420.
- Crescenti, U., Vighi, L.**, 1964. Caratteristiche, genesi e stratigrafia dei depositi bauxitici cretaci del Gargano e delle Murge; cennisulle argille con pisoliti bauxitiche del Salento (Puglie). *Bollettino della Società Geologica Italiana* 83, 5–51.
- Crevello, P.D., Schlager, W.**, 1980. Carbonate debris sheets and turbidites, Exuma Sound, Bahamas. *Journal of Sedimentary Petrology* 50, 1121–1148.
- D'Argenio, B.**, 1970. Central and southern Italy Cretaceous bauxite stratigraphy and paleogeography. *Annales Instituti Geologici Publici Hungarici* 54, 221–233.
- D'Argenio, B., Horvath, F.**, 1984. Some remarks on the deformation history of Adria, From Mesozoic to the Tertiary. *Annales Geophysicae* 2, 143–146.
- D'Argenio, B., Horvath, F., Channell, J.**, 1980. Paleotectonic evolution of Adria, the African promontory. In *Géologie des chaînes Alpines issues de la Tethys: Memorize Bureau Recherche Geologie Miniere* 115, 331–351.
- D'Argenio, B., Mindszenty, A.**, 1992. Tectonic and climatic control on paleokarst and bauxites. *G. Geol.* 54, 207–218.
- D'Argenio, B., Radoicic, R., Sgroso, I.**, 1971. A paleogeographic section through the Italo-Dinaric external zones during Jurassic and Cretaceous times. *Nafta journal*, Zagreb 22, 195–207.
- Dalrymple, R.W.**, 2010. Interpreting sedimentary successions: Facies, facies analysis and facies models. *Facies Models* 4. (Eds. James NP, Dalrymple RW) 3–18.
- Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A., Boyd, R.**, 1992. Estuarine facies models; conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Research* 62, 1130–1146.
- Davis, C., Haughton, P., McCaffrey, W., Scott, E., Hogg, N., Kitching, D.**, 2009. Character and distribution of hybrid sediment gravity flow deposits from the outer Forties Fan, Palaeocene Central North Sea, UKCS. *Marine and Petroleum Geology* 26, 1919–1939. doi:10.1016/j.marpetgeo.2009.02.015
- De Castro, P.**, 1991. On Fossil Algae, Capri, Field trip Guide book.
- De Muynck, D., Huelga-Suarez, G., Van Heghe, L., Degryse, P., Vanhaecke, F.**, 2009. Systematic evaluation of a strontium-specific extraction chromatographic resin for obtaining a purified Sr fraction with quantitative recovery from complex and Ca-rich matrices. *J. Anal. At. Spectrom.* 24, 1498–1510. doi:10.1039/B908645E
- Deconinck, J.F.**, 2006. Paléoclimats, l'enregistrement des variations climatiques. Vuibert.
- Degnan, P.J., Robertson, A.H.F.**, 1998. Mesozoic-early Tertiary passive margin evolution of the Pindos ocean (NW Peloponnese, Greece). *Sedimentary Geology* 117, 33–70. doi:10.1016/S0037-0738(97)00113-9

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Dercourt, J.**, 1964. Contribution à l'étude géologique d'un secteur de Péloponnèse septentrional. *Annales Géologiques des Pays Helléniques* 15, 418 pp.
- Dercourt, J., Gaetani, M., Vrielynck, B., Barrier, E., Biju-Duval, B., Brunet, M.F., Cadet, J.P., Crasquin, S., Sandulescu, M.**, 2000. Atlas Peri-Tethys Paleogeographical Maps, Explanatory Notes.
- Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.-E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I.M., Geyssant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D.H., Boulin, J., Sibuet, J.-C., Savostin, L.A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P., Biju-Duval, B.**, 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics* 123, 241–315. doi:10.1016/0040-1951(86)90199-X
- Desouky, H.E., Soete, J., Claes, H., Özkul, M., Vanhaecke, F., Swennen, R.**, 2015. Novel applications of fluid inclusions and isotope geochemistry in unravelling the genesis of fossil travertine systems. *Sedimentology* 62, 27–56. doi:10.1111/sed.12137
- Deville de Periere, M., Durllet, C., Vennin, E., Lambert, L., Bourillot, R., Caline, B., Poli, E.**, 2011. Morphometry of micrite particles in cretaceous microporous limestones of the Middle East: Influence on reservoir properties. *Marine and Petroleum Geology* 28, 1727–1750. doi:10.1016/j.marpetgeo.2011.05.002
- Deweever, B., Breesch, L., Mezini, A., Swennen, R.**, 2007. Sedimentological and marine eogenetic control on porosity distribution in Upper Cretaceous carbonate turbidites (central Albania). *Sedimentology* 54, 243–264. doi:10.1111/j.1365-3091.2006.00833.x
- Di Carlo, M., Accordi, G., Carbone, F., Pignatti, J.**, 2010. Biostratigraphic analysis of Paleogene lowstand wedge conglomerates of a tectonically active platform margin (Zakynthos Island, Greece). *Journal of Mediterranean Earth Sciences* 2, 31–92.
- Dilek, Y., Furnes, H., Shallo, M.**, 2007. Suprasubduction zone ophiolite formation along the periphery of Mesozoic Gondwana. *Gondwana Research* 11, 453–475. doi:10.1016/j.gr.2007.01.005
- Doglion, C., Bosellini, A.**, 1987. Eoalpine and mesoalpine tectonics in the southern Alps. *Geologische Rundschau* 76, 735–754.
- Dravis, J.J.**, 1977. Holocene sedimentary environments on Eleuthera Bank, Bahamas: Unpublished M. S. Thesis, University of Miami.
- Dravis, J.J., Yurewicz, D.A.**, 1985. Enhanced carbonate petrography using fluorescence microscopy. *Journal of Sedimentary Petrology* 55, 795–804.
- Droxler, A.W., Schlager, W.**, 1985. Glacial versus interglacial sedimentation rates and turbidite frequency in the Bahamas. *Geology* 13, 799–802. doi:10.1130/0091-7613(1985)13<799:GVISRA>2.0.CO;2
- Drummond, C.N., Wilkinson, B.H.**, 1993. Carbonate cycle stacking patterns and hierarchies of orbitally forced eustatic sealevel change. *Journal of Sedimentary Research* 63, 369–377. doi:10.1306/D4267B04-2B26-11D7-8648000102C1865D
- Drzewiecki, P.A., Simó, J.A.**, 2002. Depositional processes, triggering mechanisms and sediment composition of carbonate gravity flow deposits: examples from the Late

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Cretaceous of the south-central Pyrenees, Spain. *Sedimentary Geology* 146, 155–189. doi:10.1016/S0037-0738(01)00171-3
- Dunham, R.J.**, 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In Ham, W. E. Classification of carbonate rocks. American Association of Petroleum Geologists Memoir 1, 108–121.
- Eberli, G.P.**, 2013. Uncertainties of Extracting Amplitude and Frequency of Orbitally Driven Sea-Level Fluctuations from Shallow-Water Carbonate Cycles.
- Eberli, G.P.**, 1991. Calcareous turbidites and their relationship to sea-level fluctuations and tectonism. pp. 617–659.
- Eberli, G.P., Anselmetti, F.S., Kroon, D., Sato, T., Wright, J.D.**, 2002. The chronostratigraphic significance of seismic reflections along the Bahamas Transect. *Marine Geology* 185, 1–17. doi:10.1016/S0025-3227(01)00287-0
- Eberli, G.P., Bernoulli, D., Sanders, D., Vecsei, A.**, 1993. From aggradation to progradation: The Maiella platform (Abruzzi, Italy). AAPG memoir, Simo AJ, Scott R, Masse JP (Eds) Cretaceous carbonate platforms 56, 213–232.
- Egenhoff, S.O., Peterhänsel, A., Bechstädt, T., Zühlke, R., Grötsch, J.**, 1999. Facies architecture of an isolated carbonate platform: tracing the cycles of the Latemär (Middle Triassic, northern Italy). *Sedimentology* 46, 893–912. doi:10.1046/j.1365-3091.1999.00258.x
- Etienne, S.**, 2012. Caractérisation architecturale haute-résolution des lobes turbiditiques sableux confinés. Exemple de la formation des grès d'Annot (Eocène - Oligocène, SE France).
- Falk, P.D., Dorsey, R.J.**, 1998. Rapid development of gravelly high-density turbidity currents in marine Gilbert-type fan deltas, Loreto Basin, Baja California Sur, Mexico. *Sedimentology* 45, 331–349. doi:10.1046/j.1365-3091.1998.0153e.x
- Fantoni, R., Franciosi, R.**, 2009. Mesozoic extension and Cenozoic compression in Po Plain and Adriatic Foreland. *Rendiconti Online della Società Geologica Italiana* 9, 28–31.
- Farell, S.G., Eaton, S.**, 1988. Foliations developed during slump deformation of Miocene marine sediments, Cyprus. *Journal of Structural Geology* 6, 567–576.
- Fischer, A.**, 1964a. The Loffer cyclothems of the Alpine Triassic. *Geological Survey of Kansas Bulletin* 169, 107–149.
- Fischer, A.**, 1964b. The lofer cyclothems of the Alpine Triassic. In: Merriam, D. F. (Ed), Symposium on Cyclic Sedimentation. *Kansas Geol. Surv. Bull* 169, 107–146.
- Fisher, R.V.**, 1983. Flow transformations in sediment gravity flows. *Geology* 11, 273–274. doi:10.1130/0091-7613(1983)11<273:FTISGF>2.0.CO;2
- Fleury, J.-J.**, 1980. Les zones de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos (Grèce continentale et Péloponnèse du Nord): Evolution d'une plate-forme et d'un bassin dans leur cadre alpin.
- Florel, F.**, 1885. Les ravines sous-lacustres des fleuves glaciaires. *Compte rendus de l'Académie des Sciences, Paris* 101, 725–728.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Flügel, E.**, 2004. *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*, Springer. ed.
- Folk, R.**, 1965. Some aspects of recrystallization in ancient limestones. In: *Dolomitization and Limestone Diagenesis*. SEPM Special Publication, In: *Dolomitization and Limestone Diagenesis* (Eds. Pray LC, Murray, RC) 13, 14–48.
- Folk, R.L.**, 1965. *Petrology of Sedimentary Rocks.*, Hemphill Publishing Company, Austin, Texas. ed.
- Frakes, L.A., Francis, J.E.**, 1990. Cretaceous paleoclimates. In *Cretaceous Resources, events and Rhythms*, ed. N. N. Ginsburg & B. Beaudoin, pp. 273–87. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers.
- Frank, T.D., Arthur, M.A.**, 1999. Tectonic forcings of Maastrichtian ocean-climate evolution. *Paleoceanography* 14, 103–117. doi:10.1029/1998PA900017
- Galloway, W.E.**, 1989. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis, I. Architecture and genesis of floodingsurface bounded depositional units. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 73, 125–142.
- Ghysels, G.**, 2014. Sedimentpetrological study of Upper Cretaceous platform carbonates in the Llogara pass (Vlora, Albania). Master Thesis. Katholieke Universiteit Leuven. Unpublished.
- Ginsburg, R.N.**, 1971. Landward Movement of Carbonate Mud: New Model for Regressive Cycles in Carbonates. *AAPG Bulletin* 55, 340–340.
- Ginsburg, R.N., Harris, P.M., Eberli, G.P., Swart, P.K.**, 1991. The growth potential of a bypass margin, Great Bahama Bank. *Journal of Sedimentary Geology* 61, 976–987.
- Goldhammer, R.K., Dunn, P.A., Hardie, L.A.**, 1987. High frequency glacio-eustatic sealevel oscillations with Milankovitch characteristics recorded in Middle Triassic platform carbonates in northern Italy. *American Journal of Science* 287, 853–892. doi:10.2475/ajs.287.9.853
- Goldhammer, R.K., Dunn, P.A., Hardie, L.A.**, 1990. Depositional cycles, composite sea-level changes, cycle stacking patterns, and the hierarchy of stratigraphic forcing: Examples from Alpine Triassic platform carbonates. *Geological Society of America Bulletin* 102, 535–562. doi:10.1130/0016-7606(1990)102<0535:DCCSLC>2.3.CO;2
- Goldhammer, R.K., Lehmann, P.J., Dunn, P.A.**, 1993. The origin of high-frequency platform carbonate cycles and thirdorder sequences (Lower Ordovician El Paso Gp, west Texas): constraints from outcrop data and stratigraphic modeling. *Journal of Sedimentary Petrology* 63, 318–359.
- Grabau, A.W.**, 1905. On classification of sedimentary rocks. *Am. Geologist* 33, 228–247.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G.**, 2012. *The Geological Time Scale 2012*. Elsevier, Amsterdam. In: Schmitz, M.D., Ogg, G.M. (Eds.).
- Grammer, G.M., Ginsburg, R.N., Swart, P.K., Mc Neill, D.F., Jull, A.J.T.**, 1993. Rapid growth rates of syndepositional marine aragonite cements in steep marginal slope deposits, Bahamas and Belize. *Journal of Sedimentary Petrology* 63, 983–989.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Graziano, R.**, 2013. Sedimentology, biostratigraphy and event stratigraphy of the Early Aptian Oceanic Anoxic Event (OAE1A) in the Apulia Carbonate Platform Margin – Ionian Basin System (Gargano Promontory, southern Italy). *Cretaceous Research* 39, 78–111. doi:10.1016/j.cretres.2012.05.014
- Graziano, R.**, 2001. The Cretaceous Megabreccias of the Gargano promontory (Apulia, southern Italy): Their stratigraphic and genetic meaning in the evolutionary framework of the Apulia Carbonate Platform. *Terra Nova* 13, 110–116.
- Graziano, R.**, 2000. The Aptian–Albian of the Apulia Carbonate Platform (Gargano Promontory, southern Italy): evidence of palaeoceanographic and tectonic controls on the stratigraphic architecture of the platform margin. *Cretaceous Research* 21, 107–126. doi:10.1006/cres.2000.0201
- Grelaud, C., Razin, P., Robinet, J., Peyre, M., Boichard, R., Caline, B., Poutier, A., Pigeaud, T., Al Tamimi, F., Fernagu, J.**, 2014. Detailed stratigraphic architecture and facies distribution of the Middle Cenomanian Sequence of the Natih Formation (Sequence II, Natih D and C members) from an outcrop study of the Jabal Shams area (SW Jabal Akhdar, Sultanate of Oman). Presented at the IAS, Geneva.
- Grotzinger, J.P.**, 1986. Upward shallowing platform cycles: A response to 2.2 billion years of low-amplitude, high-frequency (Milankovitch band) sea level oscillations. *Paleoceanography* 1, 403–416. doi:10.1029/PA001i004p00403
- Gušić, I., Jelaska, V.**, 1993. Upper Cenomanian–Lower Turonian sea-level rise and consequences on the Adriatic Dinaric carbonate platform. *Geol. Rundsch.* 82, 676–686.
- Haak, A.B., Schlager, W.**, 1989. Compositional variations in calciturbidites due to sea-level fluctuations, late Quaternary, Bahamas. *Geologische Rundschau* 78, 477–486.
- Hairabian, A.**, 2014. 3-D stratigraphic architecture, sedimentary processes, and petrophysical properties of deep-water resedimented carbonates (Cretaceous, Gargano Peninsula, South-East Italy).
- Hairabian, A., Borgomano, J., Masse, J.-P., Nardon, S.**, 2015. 3-D stratigraphic architecture, sedimentary processes and controlling factors of Cretaceous deep-water resedimented carbonates (Gargano Peninsula, SE Italy). *Sedimentary Geology* 317, 116–136. doi:10.1016/j.sedgeo.2014.11.001
- Hampton, M.A.**, 1975. Competence of fine-grained debris flows. *Journal of Sedimentary Petrology* 45, 834–844.
- Hampton, M.A.**, 1972. The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology* 42, 775–793.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R.**, 1987. Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic. *Science* 235, 1156–1167.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., Graciansky, P.-C. de, Vail, P.R.**, 1999. Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework of European Basins, in: *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. SEPM Society for Sedimentary Geology, pp. 3–13.
- Hardie, L.A., Bosellini, A., Goldhammer, R.K.**, 1986. Repeated subaerial exposure of subtidal carbonate platforms, Triassic, northern Italy: Evidence for high frequency

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- sea level oscillations on a 104 year scale. *Paleoceanography* 1, 447–457. doi:10.1029/PA001i004p00447
- Harris, P., Moore, C., Wilson, J.**, 1985. Carbonate platforms. In: JE Warme and KW Shanley, eds. *Carbonate Depositional Environments, Modern and Ancient, Part 2: Carbonate Platforms*. Colorado School of Mines Quaterly 80, 31–60.
- Haughton, P., Davis, C., McCaffrey, W., Barker, S.**, 2009. Hybrid sediment gravity flow deposits – Classification, origin and significance. *Marine and Petroleum Geology* 26, 1900–1918. doi:10.1016/j.marpetgeo.2009.02.012
- Heba, G.**, 2008. Evolution de la plate-forme carbonatée de Kruja, en Albanie, du Crétacé à l'Eocène. Thèse. Université du Québec à Montréal.
- Heba, G., Prichonnet, G.**, 2009. The late Cretaceous-Eocene instability of the Apulian passive margin in Albania (Kruja carbonate platform) and its impacts on sedimentation. *Bulletin de la Societe Geologique de France* 180, 431–448. doi:10.2113/gssgfbull.180.5.431
- Heba, G., Prichonnet, G.**, 2006. Late Cretaceous – Eocene interval of the Apulian passive margin in Albania (Kruje-Dajt and Makareshi massifs, Kruja Zone): facies, micro-organisms and sedimentary cycles of a shallow-water carbonate platform. *Bulletin de la Societe Geologique de France* 177, 249–266. doi:10.2113/gssgfbull.177.5.249
- Heba, G., Prichonnet, G., El Albani, A.**, 2009. Meteoric diagenesis of Upper Cretaceous and Paleocene-Eocene shallow-water carbonates in the Kruja Platform (Albania): geochemical evidence 60, 165–179.
- Henderson, G.M., Martel, D.J., O'Nions, R.K., Shackleton, N.J.**, 1994. Evolution of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ over the last 400 ka: the absence of glacial/interglacial cycles. *Earth and Planetary Science Letters* 128, 643–651. doi:10.1016/0012-821X(94)90176-7
- Hill, J., Wood, R., Curtis, A., Tetzlaff, D.M.**, 2012. Preservation of forcing signals in shallow water carbonate sediments. *Sedimentary Geology* 275–276, 79–92. doi:10.1016/j.sedgeo.2012.07.017
- Hinnov, L., Goldhammer, R.**, 1991. Spectral analysis of the Middle Triassic Latemar limestone. *Journal of Sedimentary Petrology* 61, 1173–1193.
- Hiscott, R., Pickering, K.T., Bouma, A.H., Hand, B.M., Kneller, B.C., Postma, G., Soh, W.**, 1997. Basin-floor fans in the North Sea: sequence stratigraphic models vs. sedimentary: Discussion. *AAPG Bulletin* 81, 662–665.
- Hiscott, R.N.**, 1994. Traction-carpet stratification in turbidites - fact or fiction? *Journal of Sedimentary Research* A64, 204–208.
- Hofmann, A., Dirks, P.H.G.M., Jelsma, H.A.**, 2004. Shallowing-Upward Carbonate Cycles in the Belingwe Greenstone Belt, Zimbabwe: A Record of Archean Sea-Level Oscillations. *Journal of Sedimentary Research* 74, 64–81. doi:10.1306/052903740064
- Howarth, R.J., McArthur, J.**, 1997. Statistics For Strontium Isotope Stratigraphy: A Robust Lowess Fit to the Marine Sr-Isotope Curve For 0 to 206 Ma, With Look-Up Table For Derivation of Numeric Age. *The Journal of Geology* 105, 441–456.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Husinec, A., Basch, D., Rose, B., Read, J.F.**, 2008. FISCHERPLOTS: An Excel spreadsheet for computing Fischer plots of accommodation change in cyclic carbonate successions in both the time and depth domains. *Computers & Geosciences* 34, 269–277. doi:10.1016/j.cageo.2007.02.004
- Husinec, A., Jelaska, V.**, 2006. Relative Sea-Level Changes Recorded on an Isolated Carbonate Platform: Tithonian to Cenomanian Succession, Southern Croatia. *Journal of Sedimentary Research* 76, 1120–1136. doi:10.2110/jsr.2006.099
- Jacka, A.D., Brand, J.P.**, 1977. Biofacies and development and differential occlusion of porosity in a lower Cretaceous (Edwards) reef. *Journal of Sedimentary Research* 47, 366–381. doi:10.1306/212F7176-2B24-11D7-8648000102C1865D
- James, N.P.**, 1984. Shallowing-upward sequences in carbonates, in: *Facies Models*. Walker RG., pp. 213–228.
- James, N.P.**, 1979. Introduction to carbonate facies models. *Facies Models*, Walker, R.G. (Ed.). Can. Repr. Ser. vol. 1, 105–107.
- Jarvis, I., Mabrouk, A., Moody, R.T., de Cabrera, S.**, 2002. Late Cretaceous (Campanian) carbon isotope events, sea-level change and correlation of the Tethyan and Boreal realms. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 188, 215–248. doi:10.1016/S0031-0182(02)00578-3
- Jelaska, V.**, 2003. Carbonate platforms of the External Dinarides, in Vlahović, I., and Tišljarić, J., eds., *Evolution of Depositional Environments from the Palaeozoic to the Quaternary in the Karst Dinarides and the Pannonian Basin*: Zagreb, 22nd International Association of Sedimentologists, Meeting of Sedimentology, Field-Trip Guidebook, p. 67–71.
- Jenkyns, H.C.**, 1991. Impact of Cretaceous sea level rise and anoxic events on the Mesozoic carbonate platform of Yugoslavia. *AAPG Bulletin* 75, 1007–1017.
- Jenkyns, H.C.**, 1980. Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. *Journal of the Geological Society* 137, 171–188. doi:10.1144/gsjgs.137.2.0171
- Jervey, M.T.**, 1988. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In: Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G. St. C., Posamentier, H.W., Ross, C. A., Van Wagoner, J. C. (eds.), *Sea Level Changes – An Integrated Approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM) Special Publication 42, 47–69.
- Johnson, A.M.**, 1970. *Physical processes in geology*: San Francisco, Freeman, Cooper and Co.
- Jones, B., Desrochers, A.**, 1992. Shallow Platform Carbonates, in Walker, R.G., and James, N.P., eds., *Facies Models—Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada 277–302.
- Jones, C.E., Jenkyns, H.C., Hesselbo, S.P.**, 1994. Strontium isotopes in Early Jurassic seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58, 1285–1301. doi:10.1016/0016-7037(94)90382-4
- Jørgensen, N.O.**, 1987. Oxygen and carbon isotope compositions of Upper Cretaceous chalk from the Danish sub-basin and the North Sea Central Graben. *Sedimentology* 34, 559–570. doi:10.1111/j.1365-3091.1987.tb00786.x

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Karakitsios, V.**, 2013. Western Greece and Ionian Sea petroleum systems. *AAPG Bulletin* 97, 1567–1595. doi:10.1306/02221312113
- Karakitsios, V.**, 1995. The Influence of Preexisting Structure and Halokinesis on Organic Matter Preservation and Thrust System Evolution in the Ionian Basin, Northwest Greece. *AAPG Bulletin* 79, 960–980.
- Karakitsios, V.**, 1990. Chronologie et géométrie de l'ouverture d'un bassin et de son inversion tectonique: Le bassin ionien (Epire, Grèce).
- Karakitsios, V., Rigakis, N.**, 2007. Evolution and Petroleum Potential of Western Greece. *Journal of Petroleum Geology* 30, 197–218. doi:10.1111/j.1747-5457.2007.00197.x
- Kilias, A., Tranos, M., Mountrakis, D., Shallo, M., Marto, A., Turku, I.**, 2001. Geometry and kinematics of deformation in the Albanian orogenic belt during the Tertiary. *Journal of Geodynamics* 31, 169–187. doi:10.1016/S0264-3707(00)00026-0
- Kneller, B.C., Branney, M.J.**, 1995. Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive sands. *Sedimentology* 42, 607–616. doi:10.1111/j.1365-3091.1995.tb00395.x
- Kneller, B.C., McCaffrey, W.D.**, 2003. The Interpretation of Vertical Sequences in Turbidite Beds: The Influence of Longitudinal Flow Structure. *Journal of Sedimentary Research* 73, 706–713. doi:10.1306/031103730706
- Koch, R., Ogorelec, B., Orehek, S.**, 1989. Microfacies and diagenesis of lower and middle cretaceous carbonate rocks of NW-Yugoslavia (Slovenia, Trnovo area). *Facies* 21, 135–169. doi:10.1007/BF02536834
- Korbar, T.**, 2009. Orogenic evolution of the External Dinarides in the NE Adriatic region: a model constrained by tectonostratigraphy of Upper Cretaceous to Paleogene carbonates. *Earth-Science Reviews* 96, 296–312. doi:10.1016/j.earscirev.2009.07.004
- Krause, F.F., Oldershaw, A.E.**, 1979. Submarine carbonate breccia beds - A depositional model for two - layer, sediment gravity flows from the Sekwi Formation (lower Cambrian) MacKenzie Mountains, Northwest Territories, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Ottawa 16, 189–199.
- Kuenen, P.H.**, 1937. Experiments in connection with Daly's hypothesis on the formation of submarine canyons. *Leidshe Geologische Mededeelingen* 8, 327–351.
- Kuenen, P.H.**, 1966. Matrix of turbidites experimental approach. *Sedimentology* 7, 267–297. doi:10.1111/j.1365-3091.1966.tb01295.x
- Kuenen, P.H., Migliorini, C.I.**, 1950. Turbidity currents as a Cause of Graded Bedding. *The Journal of Geology* 58, 91–127.
- LaGesse, J., Read, J.F.**, 2006. Updip sequence development on a wave- and current-dominated, mixed carbonate-siliciclastic continental shelf: Paleogene, North Carolina, eastern U.S.A. *Sedimentary Geology* 184, 155–182. doi:10.1016/j.sedgeo.2005.10.004
- Lambert, L., Durlet, C., Loreau, J.-P., Marnier, G.**, 2006. Burial dissolution of micrite in Middle East carbonate reservoirs (Jurassic–Cretaceous): keys for recognition and timing. *Marine and Petroleum Geology* 23, 79–92. doi:10.1016/j.marpetgeo.2005.04.003

- Landrein, P., Loreau, J.-P., Fleury, J.-J.**, 2001. Emersion généralisée intra-maastrichtienne de la plate-forme de Gavrovo-Tripolitza (Grèce); effets sur les populations de foraminifères Rhapydionininae. *Bulletin de la Société Géologique de France* 172, 85–98. doi:10.2113/172.1.85
- Lasemi, Z., Sandberg, P.A.**, 1984. Transformation of aragonite-dominated lime muds to microcrystalline limestones. *Geology* 12, 420–423. doi:10.1130/0091-7613(1984)12<420:TOALMT>2.0.CO;2
- Laya, J.C., Tucker, M.E.**, 2012. Facies analysis and depositional environments of Permian carbonates of the Venezuelan Andes: Palaeogeographic implications for Northern Gondwana. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 331–332, 1–26. doi:10.1016/j.palaeo.2012.02.011
- Laya, J.C., Tucker, M.E., Perez-Huerta, A.**, 2013. Metre-scale cyclicity in Permian ramp carbonates of equatorial Pangea (Venezuelan Andes): Implications for sedimentation under tropical Pangea conditions. *Sedimentary Geology* 292, 15–35. doi:10.1016/j.sedgeo.2013.04.002
- Le Goff, J., Cerepi, A., Swennen, R., Loisy, C., Caron, M., Muska, K., El Desouky, H.**, 2015. Contribution to the understanding of the Ionian Basin sedimentary evolution along the eastern edge of Apulia during the Late Cretaceous in Albania. *Sedimentary Geology* 317, 87–101. doi:10.1016/j.sedgeo.2014.09.003
- Lee, S.**, 2007. Comparison of landslide susceptibility maps generated through multiple logistic regression for three test areas in Korea. *Earth Surface Processes and Landforms* 32, 2133–2148.
- Lowe, D.R.**, 1982. Sediment Gravity Flows: II. Depositional Model with Special Reference to the Deposits of High-Density Turbidity Currents. *Journal of Sedimentary Petrology* 52, 279–297.
- Lowe, D.R.**, 1979. Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits. In: *Geology of continental slope* (Eds N.J. Doyle and O.H. Pilkey). SEPM Special Publication 75–82.
- Lowe, D.R.**, 1976. Grain flow and grain flow deposits. *Journal of Sedimentary Petrology* 46, 188–199.
- Lowe, D.R., Guy, M.**, 2000. Slurry-flow deposits in the Britannia Formation (Lower Cretaceous), North Sea: a new perspective on the turbidity current and debris flow problem. *Sedimentology* 47, 31–70. doi:10.1046/j.1365-3091.2000.00276.x
- Luo, P., Machel, H.G.**, 1995. Pore size and pore-throat types in a heterogeneous dolostone reservoir, Devonian Grosmont Formation, Western Canada Sedimentary basin. *AAPG Bulletin* 79, 1698–1720.
- Luperto-Sinni, E., Borgomano, J.**, 1994. Stratigrafia del Cretaceo superiore in facies di scarpata di Monte Sant'Angelo (promontorio del Gargano, Italia meridionale). *Bollettino della Società Geologica Italiana* 113, 355–382.
- Luperto-Sinni, E., Borgomano, J.**, 1989. Le Crétacé supérieur des Murges sud-orientales (Italie méridionale): stratigraphie et évolution des paléoenvironnements. *Rivista italiana di paleontologia e stratigrafia* 95, 95–136.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Luperto-Sinni, E., Masse, J.**, 1986. Données nouvelles sur la stratigraphie des calcaires de plate-forme du Crétacé inférieur du Gargano (Italie méridionale). *Rivista italiana di paeontologia e stratigrafie* 92, 33–66.
- Machel, H.G.**, 2004. Concepts and models of dolomitization: a critical reappraisal. In Braithwaite, C.J.R., Rizzi, G., Darke, G. (Eds.), *The geometry and petrogenesis of dolomite hydrocarbon reservoirs*. Geol. Soc. London Spec. Publ. 235, 7–63.
- Machel, H.G., Burton, E.A.**, 1991. Factors governing cathodoluminescence in calcite and dolomite, and their implications for studies of carbonate diagenesis. In: C. E. Barker & O. C. Kopp (Eds.), *Luminescence microscopy: quantitative and qualitative aspects* (pp. 37–57). SEPM Short Course 25.
- Mann, M.E., Lees, J.M.**, 1996. Robust estimation of background noise and signal detection in climatic time series. *Climatic Change* 33, 409–445.
- Martinez, M. Deconinck, J.-F., Pellenard, P., Reboulet, S., Riquier, L.**, 2013. Astrochronology of the Valanginian Stage from reference sections (Vocontian Basin, France) and palaeoenvironmental implications for the Weissert Event. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 376, 91–102.
- Masse, J.P., Borgomano, J.**, 1987. Un modèle de transition plate-forme-bassin carbonaté contrôlé par les phénomènes tectoniques: le Crétacé du Gargano (Italie méridionale). *Comptes rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Série II* 304, 521–526.
- Mastrogiacomo, G., Moretti, M., Owen, G., Spalluto, L.**, 2012. Tectonic triggering of slump sheets in the Upper Cretaceous carbonate succession of the Porto Selvaggio area (Salento peninsula, southern Italy): Synsedimentary tectonics in the Apulian Carbonate Platform. *Sedimentary Geology* 269–270, 15–27. doi:10.1016/j.sedgeo.2012.05.001
- Mattavelli, L., Pieri, M., Groppi, G.**, 1993. Petroleum exploration in Italy: a review. *Marine and Petroleum Geology* 10, 410–425. doi:10.1016/0264-8172(93)90044-S
- Mavrikas, G.**, 1993. Evolution Crétacée - Eocène d'une plate-forme carbonatée des Hellénides Externes. La plate-forme des Ori Valtou ("massif du Gavrovo"), Zone de Gavrovo - Tripolitza (Grèce continentale). Thèse. Société Géologique du Nord, Lille 20, 240 pp.
- McArthur, J.M.**, 1994. Recent trends in strontium isotope stratigraphy. *Terra Nova* 6, 331–358. doi:10.1111/j.1365-3121.1994.tb00507.x
- McArthur, J.M., Howarth, R. J.**, 2004. Sr-isotope stratigraphy. In: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., and Smith, A.G. (Eds.), *A Geological Timescale 2004*. Cambridge University Press, Cambridge 589.
- McArthur, J.M., Howarth, R. J., Bailey, T.R.**, 2001. Strontium Isotope Stratigraphy: LOWESS Version 3: Best Fit to the Marine Sr-Isotope Curve for 0–509 Ma and Accompanying Look-up Table for Deriving Numerical Age. *The Journal of Geology* 109, 155–170.
- McArthur, J.M., Thirlwall, M.F., Engkilde, M., Zinsmeister, W.J., Howarth, R.J.**, 1998. Strontium isotope profiles across K/T boundary sequences in Denmark and Antarctica. *Earth and Planetary Science Letters* 160, 179–192. doi:10.1016/S0012-821X(98)00058-2

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- McKenzie, D.**, 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. *Royal Astronomical Society Geophysical Journal* 30, 109–185.
- Meço, S., Aliaj, S., Turku, I., Bowen, R.**, 2000. Geology of Albania, *Beiträge zur regionalen Geologie der Erde*. Gebr. Borntraeger. ed.
- Meijers, M.J.M., Langereis, C.G., van Hinsbergen, D.J.J., Kaymakci, N., Stephenson, R.A., Altner, D.**, 2010. Jurassic–Cretaceous low paleolatitudes from the circum-Black Sea region (Crimea and Pontides) due to True Polar Wander. *Earth and Planetary Science Letters* 296, 210–226. doi:10.1016/j.epsl.2010.04.052
- Meyers, W.J.**, 1991. Calcite cement stratigraphy: an overview. In: C.E. Barker & O. C. Kopp (Eds.), *luminescence microscopy: quantitative and qualitative aspects*. SEPM Short Course 25, 133–148.
- Miall, A.D.**, 1997. *The Geology of Stratigraphic Sequences*. Berlin, Springer.
- Middleton, G.V.**, 1993. Sediment deposition from turbidity currents. *Annual Review of Earth Science* 21, 89–114.
- Middleton, G.V.**, 1966. Experiments on density and turbidity currents I. Motion of the head. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Ottawa 3, 523–546.
- Middleton, G.V., Hampton, M.A.**, 1973. Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. In *Turbidites and Deep Water Sedimentation* G. V. Middleton and A. H. Bouma (eds.). Anaheim, California, SEPM. Short Course Notes, 38p.
- Miller, J.**, 1988. Cathodoluminescence microscopy. In M. Tucker, *Techniques in Sedimentology* (pp. 174–190). Oxford, Blackwell Scientific.
- Mindszenty, A., D'Argenio, B., Aiello, G.**, 1995. Lithospheric bulges recorded by regional unconformities. The case of mesozoic-tertiary apulia. *Tectonophysics* 252, 137–161. doi:10.1016/0040-1951(95)00091-7
- Mitchum Jr., R.M., Thompson, S.**, 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level: Part 4. Global Cycles of Relative Changes of Sea Level.: Section 2. Application of Seismic Reflection Configuration to Stratigraphic Interpretation.
- Mitchum Jr., R.M., Van Wagoner, J.C.**, 1991. High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. *Sedimentary Geology* 70, 131–160. doi:10.1016/0037-0738(91)90139-5
- Mohrig, D., Ellis, C., Parker, G., Whipple, K.X., Hondzo, M.**, 1998. Hydroplaning of subaqueous debris flows. *Geological Society of America Bulletin* 110, 387–394.
- Moisiu, L., Gurabardhi, L.**, 2004. Geological map of South Albania, 1/200 000.
- Moore, C.H.**, 2001. Carbonate reservoirs: Porosity evolution and diagenesis in a sequence stratigraphic framework. *Developments in Sedimentology* 55.
- Morelli, D.**, 2002. Evoluzione tettonico-stratigrafica del Margine Adriatico compreso tra il promontorio garganico e Brindisi. *Memorie Societa' Geologica Italiana* 57, 343–353.
- Moro, A., Čosović, V.**, 2013. Upper Turonian-Santonian slope limestones of the Islands of Premuda, Ist and Silba (Adriatic Coast, Croatia). *Geologia Croatia* 66, 1–13.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Moro, A., Skelton, P.W., Čosović, V.**, 2002. Palaeoenvironmental setting of rudists in the Upper Cretaceous (Turonian–Maastrichtian) Adriatic Carbonate Platform (Croatia), based on sequence stratigraphy. *Cretaceous Research* 23, 489–508. doi:10.1006/cres.2002.1017
- Moro, F., Böhni, H.**, 2002. Ink-Bottle Effect in Mercury Intrusion Porosimetry of Cement-Based Materials. *Journal of Colloid and Interface Science* 246, 135–149. doi:10.1006/jcis.2001.7962
- Morris, Kenyon, Limonov, Alexander**, 1998. Downstream changes of large-scale bedforms in turbidites around the Valencia channel mouth, north-west Mediterranean: implications for palaeoflow reconstruction. *Sedimentology* 45, 365–377. doi:10.1046/j.1365-3091.1998.0160f.x
- Moshier, S.O.**, 1989. Development of microporosity in a micritic limestone reservoir, Lower Cretaceous, Middle East. *Sedimentary Geology* 63, 217–240. doi:10.1016/0037-0738(89)90133-4
- Mulder, T., Alexander, J.**, 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology* 48, 269–299. doi:10.1046/j.1365-3091.2001.00360.x
- Mulder, T., Cochonat, P.**, 1996. Classification of offshore mass movements. *Journal of Sedimentary Research* 66, 43–57. doi:10.1306/D42682AC-2B26-11D7-8648000102C1865D
- Mullins, H.T., Cook, H.E.**, 1986. Carbonate apron models: Alternatives to the submarine fan model for paleoenvironmental analysis and hydrocarbon exploration. *Sedimentary Geology* 48, 37–79. doi:10.1016/0037-0738(86)90080-1
- Mullins, H.T., Heath, K.C., Van Buren, H.M., Newton, C.R.**, 1984. Anatomy of a modern open-ocean carbonate slope: northern Little Bahama Bank. *Sedimentology* 31, 141–168. doi:10.1111/j.1365-3091.1984.tb01956.x
- Munnecke, A., Westphal, H., Reijmer, J.J.G., Samtleben, C.**, 1997. Microspar development during early marine burial diagenesis: a comparison of Pliocene carbonates from the Bahamas with Silurian limestones from Gotland (Sweden). *Sedimentology* 44, 977–990. doi:10.1111/j.1365-3091.1997.tb02173.x
- Mutti, E.**, 1992. *Turbidites Sandstones*, AGIP, Istituto di Geologia, Università di Parma, San Donato Milanese.
- Mutti, E.**, 1985. Turbidite systems and their relations to depositional sequences. In: Zuffa, G.G. (ed.) *Provenance of Arenites*. Reidel Publishing Co., Dordrecht 65–93.
- Mutti, E., Normak, W.R.**, 1987. Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts. In: *Marine Clastic Sedimentology: Concepts and case studies* (Eds J.K. Leggett and G.C. Zuffa). Graham and Trotman, London.
- Mutti, E., Ricci Lucchi, F.**, 1972. Le torbiditi dell' Appennino Settentrionale: introduzione all'analisi di facies. *Memorie della Società Geologica Italiana* 11, 161–199.
- Mutti, M., Bernoulli, D., Eberli, G.P., Vecsei, A.**, 1996. Depositional geometries and facies associations in an Upper Cretaceous prograding carbonate platform margin (Orfento Supersequence, Maiella, Italy). *Journal of Sedimentary Research* 66, 749–765. doi:10.1306/D42683FB-2B26-11D7-8648000102C1865D

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Nardin, T.R., Edwards, B.D., Gorsline, D.S.**, 1979. Santa Cruz Basin, California Borderland: dominance of slope processes in basin sedimentation. In: L.J. Doyle and O.H. Pilkey (Editors), *Geology of Continental Slopes*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ. 27, 209–221.
- Nelson, C.S., Smith, A.M.**, 1996. Stable oxygen and carbon isotope compositional fields for skeletal and diagenetic components in New Zealand Cenozoic nontropical carbonate sediments and limestones: a synthesis and review. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 39, 93–107.
- Norem, H., Locat, J., Schieldrop, B.**, 1990. An approach to the physics and the modelling of submarine flowslides. *Marine Geotechnology* 9, 93–111.
- Normak, W.R.**, 1970. Growth patterns of deep-sea fans. *AAPG Bulletin* 54, 2170–2195.
- Normak, W.R., Piper, D.J.W.**, 1991. Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: Implications for the depositional record. *SEPM Special Publication* 46, 207–230.
- Osleger, D.**, 1991. Subtidal carbonate cycles: Implications for allocyclic vs. autocyclic controls. *Geology* 19, 917–920. doi:10.1130/0091-7613(1991)019<0917:SCCIFA>2.3.CO;2
- Overstreet, R.B., Oboh-Ikuenobe, F.E., Gregg, J.M.**, 2003a. Sequence Stratigraphy and Depositional Facies of Lower Ordovician Cyclic Carbonate Rocks, Southern Missouri, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research* 73, 421–433.
- Overstreet, R.B., Oboh-Ikuenobe, F.E., Gregg, J.M.**, 2003b. Sequence Stratigraphy and Depositional Facies of Lower Ordovician Cyclic Carbonate Rocks, Southern Missouri, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research* 73, 421–433. doi:10.1306/112002730421
- Owen, G.**, 1987. Deformation processes in unconsolidated sands. In: Jones, M.E., Preston, R.M.F. (Eds.), *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks* Geological Society Special Publications 29, 11–24.
- Owen, G., Moretti, M., Alfaro, P.**, 2011. Recognising triggers for soft-sediment deformation: Current understanding and future directions. *Sedimentary Geology* 235, 133–140. doi:10.1016/j.sedgeo.2010.12.010
- Palmer, M.R., Elderfield, H.**, 1985. Sr isotope composition of sea water over the past 75 Myr. *Nature* 314, 167–174.
- Partsch, J.**, 1887. Die Insel Korfu. Eine geographische Monographie. Petermanns Mitteilungen, Ergänzungsband 19, 1–97.
- Payros, A., Puljate, V.**, 2008. Calcioclastic submarine fans: An integrated overview. *Earth-Science Reviews* 86, 203–246.
- Peza, L.H.**, 1992. Senonian rudists from Guri Pishkashit (west from Ohrid Lake), Albania. *Geologica Romana* 28, 291–303.
- Picha, F.J.**, 2002. Late Orogenic Strike-Slip Faulting and Escape Tectonics in Frontal Dinarides-Hellenides, Croatia, Yugoslavia, Albania, and Greece. *AAPG Bulletin* 86, 1659–1671.

- Pickering, K.T., Hilton, V.C.**, 1998. Turbidite Systems of southeast France: Application to Hydrocarbon Prospectivity. Vallis Press, London 229.
- Pickering, K.T., Hiscott, R.N., Hein, F.J.**, 1989. Deep Marine Environments: Clastic Sedimentation and Tectonics. London (Hyman).
- Pieri, M., Spalluto, L., Sabato, L., Tropeano, M., Andriani, G., Caffau, M., Labriola, M., Maggiore, M., Walsh, N.**, 2010. Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 438 Bari, 144.
- Piper, D.J.W., Cochonat, P., Morrison, M.L.**, 1999. The sequence of events around the epicentre of the 1929 Grand Banks earthquake: initiation of debris flows and turbidity current inferred from sidescan sonar. *Sedimentology* 46, 79–97. doi:10.1046/j.1365-3091.1999.00204.x
- Pittet, B., Van Buchem, F.S.P., Hillgärtner, H., Razin, P., Grötsch, J., Droste, H.**, 2002. Ecological succession, palaeoenvironmental change, and depositional sequences of Barremian–Aptian shallow-water carbonates in northern Oman. *Sedimentology* 49, 555–581. doi:10.1046/j.1365-3091.2002.00460.x
- Playton, T.E., Janson, X., Kerans, C.**, 2010. Carbonate slopes. In: *Facies Models 4* (Eds N. P. James and R. W. Dalrymple). Geological Association of Canada.
- Pomar, L.**, 2001. Types of carbonate platforms: a genetic approach. *Basin Research* 13, 313–334. doi:10.1046/j.0950-091X.2001.00152.x
- Posamentier, H.W., Vail, P.R.**, 1988. Eustatic controls on clastic deposition. II. Sequence and systems tract models. In: Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G. St. C., Posamentier, H.W., Ross, C. A., Van Wagoner, J. C. (Eds.), *Sea Level Changes – An Integrated Approach*. SEPM Special Publication 42, 125–154.
- Pratt, B.R., James, N.P.**, 1986. The St George Group (Lower Ordovician) of western Newfoundland: tidal flat island model for carbonate sedimentation in shallow epeiric seas. *Sedimentology* 33, 313–343. doi:10.1111/j.1365-3091.1986.tb00540.x
- Pratt, B.R., James, N.P., Cowan, C.A.**, 1992. Peritidal carbonates. *Facies Models: Response to Sea Level Change* 303–322.
- Radoicic, R.**, Preplatform and first carbonate platform development stages in the Dinarides (Montenegro-Serbia sector, Yugoslavia), 1987. *Memorie Societa' Geologica Italiana* 40, 355–358.
- Prior, D.B.**, 1984. Submarine landslides. In *Proceedings of the IV International Symposium on Landslides*, Toronto. 2, 179–196.
- Pucéat, E., Lécuyer, C., Sheppard, S.M.F., Dromart, G., Reboulet, S., Grandjean, P.**, 2003. Thermal evolution of Cretaceous Tethyan marine waters inferred from oxygen isotope composition of fish tooth enamels. *Paleoceanography* 18, 1029. doi:10.1029/2002PA000823
- Quiquerez, A., Sarih, S., Allemand, P., Garcia, J.-P.**, 2013. Fault rate controls on carbonate gravity-flow deposits of the Liassic of Central High Atlas (Morocco). *Marine and Petroleum Geology* 43, 349–369. doi:10.1016/j.marpetgeo.2013.01.002
- Railsback, L.B., Holland, S.M., Hunter, D.M., Jordan, E.M., Díaz, J.R., Crowe,**

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- D.E.**, 2003. Controls on Geochemical Expression of Subaerial Exposure in Ordovician Limestones from the Nashville Dome, Tennessee, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research* 73, 790–805. doi:10.1306/020503730790
- Read, J.F.**, 1982. Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: Types, characteristics and evolution. *Tectonophysics* 81, 195–212. doi:10.1016/0040-1951(82)90129-9
- Read, J.F.**, Goldhammer, R.K., 1988. Use of Fischer plots to define third-order sea-level curves in Ordovician peritidal cyclic carbonates, Appalachians. *Geology* 16, 895–899. doi:10.1130/0091-7613(1988)016<0895:UOFPTD>2.3.CO;2
- Reading, H.G., Richards, M.**, 1994. Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system. *AAPG Bulletin* 78, 792–822.
- Reijmer, J.G., Palmieri, P., Groen, R.**, 2012. Compositional variations in calciturbidites and calcidebrites in response to sea-level fluctuations (Exuma Sound, Bahamas). *Facies* 58, 493–507. doi:10.1007/s10347-011-0291-z
- Reineck, H.E., Singh, I.B.**, 1980. *Depositional sedimentary environments* (2nd ed.): New York, Springer-Verlag.
- Renz, C.**, 1940. *Die Tektonik der griechischen Gebirge*.
- Ricchetti, G.**, 1975. Nuovi dati stratigrafici sul Cretaceo delle Murge emersi da indagini nel sottosuolo. *Bollettino della Società Geologica Italiana* 94, 1013–1108.
- Richards, M., Bowman, M., Reading, H.**, 1998. Submarine-fan systems i: characterization and stratigraphic prediction. *Marine and Petroleum Geology* 15, 689–717. doi:10.1016/S0264-8172(98)00036-1
- Richetti, G., Ciaranfi, N., Luperto-Sinni, E., Mongelli, F., Pieri, P.**, 1988. Geodinamica ed evoluzione sedimentaria e tettonica dell'Avampaese apulo. *Memorie Società Geologica Italiana* 41, 57–82.
- Rigakis, N., Karakitsios, V.**, 1998. The source rock horizons of the Ionian Basin (NW Greece). *Marine and Petroleum Geology* 15, 593–617. doi:10.1016/S0264-8172(98)00032-4
- Robaszynski, F., Caron, M.**, 1979. The European Working Group on Planktonic Foraminifera 1979, *Atlas de foraminifères planctoniques du Crétacé moyen (Mer Boréale et Téthys)*. *Cahiers de Micropaléontologie* 2, 1–181.
- Robertson, A., Shallo, M.**, 2000. Mesozoic–Tertiary tectonic evolution of Albania in its regional Eastern Mediterranean context. *Tectonophysics* 316, 197–254. doi:10.1016/S0040-1951(99)00262-0
- Robertson, A.H.F., Clift, P.D., Degnan, P.J., Jones, G.**, 1991. Palaeogeographic and palaeotectonic evolution of the Eastern Mediterranean Neotethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 87, 289–343. doi:10.1016/0031-0182(91)90140-M
- Robertson, A.H.F., Dixon, J.E., Brown, S., Collins, A., Morris, A., Pickett, E., Sharp, I., Ustaömer, T.**, 1996. Alternative tectonic models for the Late Palaeozoic–Early Tertiary development of Tethys in the Eastern Mediterranean region. *Geological Society, London, Special Publications* 105, 239–263. doi:10.1144/GSL.SP.1996.105.01.22

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Rodríguez-Martínez, M., Sánchez, F., Walliser, E.O., Reitner, J.,** 2012. An Upper Turonian fine-grained shallow marine stromatolite bed from the Muñecas Formation, Northern Iberian Ranges, Spain. *Sedimentary Geology* 263–264, 96–108. doi:10.1016/j.sedgeo.2011.06.014
- Röhl, U., Strasser, A.,** 1995. Diagenetic alterations and geochemical trends in Early Cretaceous shallow-water limestones of Allison and Resolution guyots (sites 865 to 868). In *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 143, 197–229.
- Roure, F., Cacas, M.C., Sassi, W., Swennen, R., Ferket, H., Van Geet, M., Frizon de la Motte, D., Grelaud, S., Ortuno, S., Jaswal, T., Muska, K.,** 1998. Critical parameters for the appraisal of carbonate reservoirs in foothills areas (No. report 4563-4). IFP-SUBTRAP.
- Roure, F., Sassi, W.,** 1995. Kinematics of deformation and petroleum system appraisal in Neogene foreland fold-and-thrust belts. *Petroleum Geoscience* 1, 253–269. doi:10.1144/petgeo.1.3.253
- Rubert, Y., Jati, M., Loisy, C., Cerepi, A., Foto, G., Muska, K.,** 2012. Sedimentology of resedimented carbonates: Facies and geometrical characterisation of an upper Cretaceous calciturbidite system in Albania. *Sedimentary Geology* 257–260, 63–77. doi:10.1016/j.sedgeo.2012.02.009
- Ruberti, D.,** 1997. Facies analysis of an Upper Cretaceous high-energy rudist-dominated carbonate ramp (Matese Mountains, central-southern Italy): subtidal and peritidal cycles. *Sedimentary Geology* 113, 81–110. doi:10.1016/S0037-0738(97)00047-X
- Rusnak, G.A., Nesteroff, W.D.,** 1964. Modern turbidites: Terrigenous abyssal plain versus bioclastic basin. In: Miller RL (ed) *Papers in marine geology*. Macmillan, New York 488–507.
- Sadler, P.M., Osleger, D.A., Montanez, I.P.,** 1993. On the labeling, length and objective basis of Fischer plots 63, 360–368.
- Sander, B.,** 1936. Beitrage zur Kenntniss der Anlagerungsgefuege. *Miner. Petr. Mitt* 48, 27–139.
- Sarg, J.F.,** 1988. Carbonate sequence stratigraphy, in C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. S. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross, and J. C. Van Wagoner, eds., *Sea- Level Changes: An Integrated Approach*. SEPM Special Publication 42, 155–182.
- Sari, B., Tasli, K., Özer, S.,** 2009. Benthonic Foraminiferal Biostratigraphy of the Upper Cretaceous (Middle Cenomanian–Coniacian) Sequences of the Bey Dağları Carbonate Platform, Western Taurides, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences* 18, 393–425.
- Schlager, W.,** 2005. Carbonate sedimentology and sequence stratigraphy, *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology Series*. ed.
- Schlager, W.,** 1999. Type 3 sequence boundaries, in P. M. Harris, A. H. Saller, and J. A. Simo, eds., *Advances in Carbonate Sequence Stratigraphy - Application to Reservoirs, Outcrops and Models*. SEPM Special Publication 62, 35–45.
- Schlager, W.,** 1991. Depositional bias and environmental change—important factors in sequence stratigraphy. *Sedimentary Geology* 70, 109–130. doi:10.1016/0037-0738(91)90138-4

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Schlager, W., Chermak, A.**, 1979. Sediment facies of platform-basin transition, Tongue of the Ocean, Bahamas. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ. Spec. Publi. 27, 193–208.
- Schlager, W., Ginsburg, R.N.**, 1981. Bahama carbonate platforms — The deep and the past. *Marine Geology* 44, 1–24. doi:10.1016/0025-3227(81)90111-0
- Schlager, W., Philip, J.**, 1990. Carbonate Platforms. Cretaceous Resources Events and Rhythms. Ginsburg RN, Beaudoin B.
- Schlanger, S.O., Jenkyns, H.C.**, 1976. Cretaceous Oceanic Anoxic Event: Causes and Consequences. *Geologie en Mijnbouw* 55, 179–184.
- Schlüter, M., Steuber, T., Parente, M.**, 2008. Chronostratigraphy of Campanian–Maastrichtian platform carbonates and rudist associations of Salento (Apulia, Italy). *Cretaceous Research* 29, 100–114. doi:10.1016/j.cretres.2007.04.005
- Schwartz, W.**, 1977. H. E. REINECK and I. B. SINGH, Depositional Sedimentary Environments. With Reference to Terrigenous Clastics (Springer Study Edition. Corrected Reprint of the 1st Edition). XVI, 439 S., 579 Abb., 23 Tab. Berlin–Heidelberg–New York 1975. Springer-Verlag. \$ 18.90. *Z Allg Mikrobiol* 17, 171–171. doi:10.1002/jobm.19770170222
- Schwarzacher, W.**, 1998. Stratigraphic resolution, cycles and sequences. Sequence stratigraphy. Concepts and applications, Elsevier, Amsterdam. ed.
- Schwarzacher, W.**, 1947. Ueber die Sedimentaere Rhythmik des Dachsteinkalkes von Lofer. *Geologische Bundesanstalt, Wien, Verhandlungen* 175–188.
- Sena, C.M., John, C.M.**, 2013. Impact of dynamic sedimentation on facies heterogeneities in Lower Cretaceous peritidal deposits of central east Oman. *Sedimentology* 60, 1156–1183. doi:10.1111/sed.12026
- Shallo, M.**, 1990. Ophiolitic melange and flyschoidal sediments of the Tithonian–Lower Cretaceous in Albania. *Terra Nova* 2, 476–483. doi:10.1111/j.1365-3121.1990.tb00105.x
- Shallo, M.**, 1992. Geological evolution of the Albanian ophiolite and their platform periphery. *Geol. Rundsch.* 81, 681–694.
- Shanmugam, G.**, 2002. Ten turbidite myths. *Earth-Science Reviews* 58, 311–341. doi:10.1016/S0012-8252(02)00065-X
- Shanmugam, G.**, 2000. 50 years of the turbidite paradigm (1950s–1990s): deep-water processes and facies models—a critical perspective. *Marine and Petroleum Geology* 17, 285–342. doi:10.1016/S0264-8172(99)00011-2
- Shanmugam, G.**, 1997. The Bouma Sequence and the turbidite mind set. *Earth-Science Reviews* 42, 201–229. doi:10.1016/S0012-8252(97)81858-2
- Shanmugam, G., Maiola, R.J.**, 1988. Submarine fans: characteristics, models, classification, and reservoir potential. *Earth-Science Reviews* 24, 383–428.
- Shepard, F.P., Dill, R.F.**, 1966. Submarine Canyons and other Sea Valleys. Rand McNally and Co., Chicago.

- Shinn, E.A.**, 1968. Practical significance of birdseye structures in carbonate rocks. *Journal of Sedimentary Petrology* 38, 215–223.
- Simone, L., Carannante, G., Ruberti, D., Sirna, M., Sirna, G., Laviano, A., Tropeano, M.**, 2003. Development of rudist lithosomes in the Coniacian–Lower Campanian carbonate shelves of central-southern Italy: high-energy vs low-energy settings. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 200, 5–29. doi:10.1016/S0031-0182(03)00442-5
- Simone, L., Carannante, G., Bassi, D., Cherchi, A.**, 2012. Rudist-bearing rhodalgal facies in the post-Turonian recovery of peri-Tethyan carbonate systems: a case history from the Nurra region (northwestern Sardinia, Italy). *Geodiversitas* 34.
- Sirna, M.**, 1991. Il Mesozoico in facies di piattaforma carbonatica interna dei Monti Simbruini-Ernici: biostratigrafia e paleogeografia. Unpublished Ph.D. thesis.
- Skourtsis-Coroneou, V., Solakius, N., Constantinidis, I.**, 1995. Cretaceous stratigraphy of the Ionian Zone, Hellenides, western Greece. *Cretaceous Research* 16, 539–558. doi:10.1006/cres.1995.1035
- Sohn, Y.K.**, 1999. Rapid development of gravelly high-density turbidity currents in marine Gilbert-type fan deltas, Loreto Basin, Baja California Sur, Mexico. *Sedimentology* 46, 757–761. doi:10.1046/j.1365-3091.1999.00241.x
- Sohn, Y.K.**, 1997. On traction-carpet sedimentation. *Journal of Sedimentary Research* 67, 502–509. doi:10.1306/D42685AE-2B26-11D7-8648000102C1865D
- Sohn, Y.K., Hiscott, R.N.**, 1995. Traction-carpet stratification in turbidites; fact or fiction?; discussion and reply. *Journal of Sedimentary Research* 65, 703–705.
- Spalluto, L.**, 2012. Facies evolution and sequence chronostratigraphy of a “mid”-Cretaceous shallow-water carbonate succession of the Apulia Carbonate Platform from the northern Murge area (Apulia, southern Italy). *Facies* 58, 17–36. doi:10.1007/s10347-011-0266-0
- Spalluto, L.**, 2004. La piattaforma Apula nel Gargano centro-occidentale: organizzazione stratigrafica ed assetto della successione mesozoica di piattaforma interna.
- Spalluto, L., Caffau, M.**, 2010. Stratigraphy of the mid-Cretaceous shallow-water limestones of the Apulia Carbonate Platform (Murge, Apulia, southern Italy). *Italian Journal of Geosciences* 129, 335–352. doi:10.3301/IJG.2010.18
- Spalluto, L., Caffau, M., De Giorgio, G.**, 2008. The upper Albian - Lower Cenomanian inner shelf carbonate succession of the Calcare di Bari Fm. from the Murge area (Apulia, southern Italy): lithostratigraphy, biostratigraphy and facies analysis. *Rendiconti Online Della Società Geologica Italiana, Not Brevi* 2, 181–186.
- Spalluto, L., Moretti, M., Festa, V., Tropeano, M.**, 2007. Seismically-induced slumps in Lower-Maastrichtian peritidal carbonates of the Apulian Platform (southern Italy). *Sedimentary Geology* 196, 81–98. doi:10.1016/j.sedgeo.2006.06.009
- Spooner, E.T.C.**, 1976. The strontium isotope composition of sea water, and sea water-oceanic crust interaction. *Earth and Planetary Science Letters* 31, 167–174.
- Stampfli, G.M., Borel, G.D., Marchant, R., Mosar, J.**, 2002. Western Alps geological

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- constraints on western Tethyan reconstructions. *Journal of the virtual explorer* 7, 75–104.
- Steiger, R.H., Jäger, E.**, 1977. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters* 36, 359–362. doi:10.1016/0012-821X(77)90060-7
- Stetson, H.C., Smith, J.F.**, 1938. Behavior of suspension currents and mud slides on the continental slope. *Am. J. Sci.* 35, 1–13.
- Steuber, T.**, 2003. Strontium Isotope Chemostratigraphy of Rudist Bivalves and Cretaceous Carbonate Platforms, in: Gili, E., El Hédi Negra, M., Skelton, P. (Eds.), *North African Cretaceous Carbonate Platform Systems*, NATO Science Series. Springer Netherlands, pp. 229–238.
- Steuber, T.**, 2001. Strontium isotope stratigraphy of Turonian–Campanian Gosau-type rudist formations in the Northern Calcareous and Central Alps (Austria and Germany). *Cretaceous Research* 22, 429–441. doi:10.1006/cres.2001.0268
- Steuber, T.**, 2000. Skeletal growth rates of Upper Cretaceous rudist bivalves: implications for carbonate production and organism-environment feedbacks. *Geological Society, London, Special Publications* 178, 21–32. doi:10.1144/GSL.SP.2000.178.01.03
- Steuber, T.**, 1999. Cretaceous rudists of Boeotia, central Greece, *Palaeontological Association*. ed.
- Steuber, T.**, 1996. Stable isotope sclerochronology of rudist bivalves: Growth rates and Late Cretaceous seasonality. *Geology* 24, 315–318. doi:10.1130/0091-7613(1996)024<0315:SISORB>2.3.CO;2
- Steuber, T., Korbar, T., Jelaska, V., Gušić, I.**, 2005. Strontium-isotope stratigraphy of Upper Cretaceous platform carbonates of the island of Brač (Adriatic Sea, Croatia): implications for global correlation of platform evolution and biostratigraphy. *Cretaceous Research* 26, 741–756. doi:10.1016/j.cretres.2005.04.004
- Steuber, T., Rauch, M.**, 2005. Evolution of the Mg/Ca ratio of Cretaceous seawater: Implications from the composition of biological low-Mg calcite. *Marine Geology* 217, 199–213. doi:10.1016/j.margeo.2005.02.012
- Stow, D.A., Mayall, M.**, 2000. Deep-water sedimentary systems: New models for the 21st century. *Marine and Petroleum Geology* 17, 125–135. doi:10.1016/S0264-8172(99)00064-1
- Stow, D.A.V., Shanmugam, G.**, 1980. Sequence of structures in fine-grained turbidites: Comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments. *Sedimentary Geology* 25, 23–42. doi:10.1016/0037-0738(80)90052-4
- Strasser, A.**, 1991. Lagoonal-peritidal sequences in carbonate environments: autocyclic and allocyclic processes, in: *Cycles and Events in Stratigraphy*. pp. 709–721.
- Strasser, A., Arnaud, H., Baudin, F., Röhl, U.**, 1995. Small-scale shallow-water carbonate sequences of resolution Guyot (sites 866, 867, and 868). In *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 143, 119–131.
- Strasser, A., Davaud, E.**, 1983. Black pebbles of the Purbeckian (Swiss and French Jura): lithology, geochemistry and origin. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 76, 551–580.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Strasser, A., Hilgen, F., Heckel, P.H.**, 2006. Cyclostratigraphy - concept, definitions, and applications. *Newsletters on Stratigraphy* 42, 75–114.
- Strasser, A., Pittet, B., Hillgärtner, H., Pasquier, J.-B.**, 1999. Depositional sequences in shallow carbonate-dominated sedimentary systems: concepts for a high-resolution analysis. *Sedimentary Geology* 128, 201–221. doi:10.1016/S0037-0738(99)00070-6
- Strasser, A., Samankassou, E.**, 2003. Carbonate Sedimentation Rates Today and in the Past: Holocene of Florida Bay, Bahamas, and Bermuda vs. Upper Jurassic and Lower Cretaceous of the Jura Mountains (Switzerland and France). *Geologica Croatica* 56, 1–18.
- Strasser, A., Védérine, S., Stienne, N.**, 2012. Rate and synchronicity of environmental changes on a shallow carbonate platform (Late Oxfordian, Swiss Jura Mountains). *Sedimentology* 59, 185–211. doi:10.1111/j.1365-3091.2011.01236.x
- Sumner, E.J., Talling, P.J., Amy, L.A.**, 2009. Deposits of flows transitional between turbidity current and debris flow. *Geology* 37, 991–994. doi:10.1130/G30059A.1
- Swennen, R., Drusar, M.**, 1997. Diagenesis of Late Cretaceous to Palaeocene carbonates in the Rur Valley Graben (Molenbeersel borehole, NE-Belgium). *Ann. Soc. Géol. Nord* 5, 215–226.
- Swennen, R., Ferketa, H., Benchilla, L., Roure, F., Ellam, R., SUBTRAP team**, 2003. Fluid flow and diagenesis in carbonate dominated Foreland Fold and Thrust Belts: petrographic inferences from field studies of late-diagenetic fabrics from Albania, Belgium, Canada, Mexico and Pakistan. *Journal of Geochemical Exploration* 78–79, 481–485. doi:10.1016/S0375-6742(03)00064-5
- Swennen, R., Muskha, K., Roure, F.**, 2000. Fluid circulation in the Ionian fold and thrust belt (Albania): implications for hydrocarbon prospectivity. *Journal of Geochemical Exploration* 69–70, 629–634. doi:10.1016/S0375-6742(00)00043-1
- Szantner, F., Knauer, J., Mindszenty, A.**, 1986. Bauxite Prognosis. *Veszpremi Akadémiai Bizottság, Veszprem*.
- Taft, W.H., Arrington, F., Hainovitz, A., Macdonald, C.**, 1968. Lithification of modern carbonate sediments at Yellow Bank, Bahamas. *Bulletin of Marine Science* 18, 762–828.
- Talling, P.J., Masson, D.G., Sumner, E.J., Malgesini, G.**, 2012. Subaqueous sediment density flows: Depositional processes and deposit types. *Sedimentology* 59, 1937–2003. doi:10.1111/j.1365-3091.2012.01353.x
- Taner, M.T.**, 2003. Attributes Revisited. Technical Publication, Rock Solid Images, Inc., Houston, Texas.
- Thirlwall, M.F.**, 1991. Long-term reproducibility of multicollector Sr and Nd isotope ratio analysis. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section* 94, 85–104. doi:10.1016/0168-9622(91)90002-E
- Thomson, D.J.**, 1982. Spectrum Estimation and Harmonic Analysis. *Proceedings of the IEEE* 70, 1055–1096.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Thomson, D.J.**, 1990. Quadratic-Inverse Spectrum Estimates: Applications to Palaeoclimatology, *Philosophical Transactions of the Royal Society, Series A.* 332, 539-597.
- Tournadour, E., Mulder, T., Borgomano, J., Hanquiez, V., Ducassou, E., Gillet, H.**, 2015. Origin and architecture of a Mass Transport Complex on the northwest slope of Little Bahama Bank (Bahamas): Relations between off-bank transport, bottom current sedimentation and submarine landslides. *Sedimentary Geology* 317, 9–26. doi:10.1016/j.sedgeo.2014.10.003
- Tucker, M.E., Garland, J.**, 2010. High-frequency cycles and their sequence stratigraphic context: orbital forcing and tectonic controls on Devonian cyclicity, Belgium (The André Dumont medallist lecture). *Geologica Belgica* 13, 213–240.
- Tucker, M.E., Wright, V.P., Dickson, J.A.**, 1990. Carbonate sedimentology, Blackwell scientific publications. ed.
- Vail, P.R.**, 1987. Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy: Part 1: Seismic stratigraphy interpretation procedure.
- Vail, P.R., Audemard, F., Bowman, S.A., Eisner, P.N., Perez-Cruz, C.**, 1991. Cycles and events in stratigraphy. *Cycles and events in stratigraphy*.
- Vail, P.R., Hardenbol, J.**, 1979. Sea-level changes during the Tertiary. *Oceanus* 22, 71–79.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M., Todd, R.G., Widmier, J.M., Thompson, S., Sangree, J.B., Bubb, J.N., Hatlelid, W.G.**, 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, in C. E. Payton, ed., *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration*. AAPG memoirs 26, 49–212.
- Van Geet, M., Swennen, R., Durmishi, C., Roure, F., Muchez, P.**, 2002. Paragenesis of Cretaceous to Eocene carbonate reservoirs in the Ionian fold and thrust belt (Albania): relation between tectonism and fluid flow. *Sedimentology* 49, 697–718. doi:10.1046/j.1365-3091.2002.00476.x
- Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M., Campion, K.M., Rahmanian, V.D.**, 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies.
- Vanhaecke, F., Gelaude, I., Moens, L., Dams, R.**, 1999. Solid sampling electrothermal vaporization inductively coupled plasma mass spectrometry for the direct determination of Hg in sludge samples. *Analytica Chimica Acta* 383, 253–261. doi:10.1016/S0003-2670(98)00803-4
- Vaughan, S., Bailey, R.J., Smith, D.G.**, 2014. Cyclostratigraphy: data filtering as a source of spurious spectral peaks, In : *Smith, D.G. et al. Strata and Time : Probing the Gaps in Our Understanding*. Geological Society of London Special Publications 404.
- Vecsei, A., Eberli, G.**, 1989. Depositional geometry of prograding carbonate sands along the upper slope of the Maiella carbonate platform (central Italy), in Kazmer, ed., *Abstracts: Tenth Regional Meeting, International Association of Sedimentologists*, Budapest 244–245.
- Védrine, S.**, 2007. High-frequency palaeoenvironmental changes in mixed carbonate-

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- siliciclastic sedimentary systems (Late Oxfordian, Switzerland, France, and southern Germany).
- Veizer, J., Hoefs, J.**, 1976. The nature of O18/O16 and C13/C12 secular trends in sedimentary carbonate rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 40, 1387–1395. doi:10.1016/0016-7037(76)90129-0
- Velaj, T., Davison, L., Serjani, A., Aslop, I.**, 1999. Thrust tectonics and the role of evaporites in the Ionian Zone of Albania. *AAPG Bulletin* 83, 1408–1425.
- Velić, I., Vlahović, I., Tišljär, J.**, 1994. Late Jurassic lateral and vertical facies distribution: from peritidal and inner carbonate ramps to perireefal and peritidal deposits in SE Gorski Kotar (Croatia). *Géologie Méditerranéenne* 21, 177–180.
- Vilasi, N.**, 2009. . Etude d'analogues de reservoirs dans les chaînes plissées et leurs avant-pays: Sédimentologie, diagenèse, déformation et fracturation des systèmes carbonatés crétacés supérieurs – éocènes du Bassin Ionien (Albanie méridionale). PhD Thesis. Ecole de mines de Paris.
- Vlahović, I., Tišljär, J., Velić, I., Matičec, D.**, 2005. Evolution of the Adriatic Carbonate Platform: Palaeogeography, main events and depositional dynamics. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 220, 333–360. doi:10.1016/j.palaeo.2005.01.011
- W. Schwarzscher** (Ed.), 1993. Chapter 3 The Milankovitch Theory, in: *Developments in Sedimentology*. Elsevier, pp. 29–48.
- Walker, R.G.**, 1984. General introduction: facies, facies sequences and facies models. In: Walker, R. G. (Ed.), *Facies models*, 2nd ed. Geosciences Canada 1, 1–9.
- Walker, R.G.**, 1978. Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: model for exploration for stratigraphic traps. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 62, 932–966.
- Walker, R.G.**, 1975. Generalized Facies Models for Resedimented Conglomerates of Turbidite Association. *Geological Society of America Bulletin* 86, 737–748.
- Washburn, E.W.**, 1921. The dynamics of Capillary flow. *Physical Reviews Letters* 17, 273–283.
- Webb, B.C., Cooper, A.H.**, 1988. Slump folds and gravity slide structures in a lower Palaeozoic marginal basin sequence (the Skiddaw Group), NW England. *Journal of Structural Geology* 10, 463–472.
- Weissert, H., Joachimski, M., Sarnthein, M.**, 2008. Chemostratigraphy. *Newsletters on Stratigraphy* 42, 145–179.
- Wilkinson, B.H., Diedrich, N.W., Drummond, C.N.**, 1996. Facies successions in peritidal carbonate sequences. *Journal of Sedimentary Research* 66, 1065–1078.
- Wilkinson, B.H., Drummond, C.N., Diedrich, N.W., Rothman, E.D.**, 1999. Poisson processes of carbonate accumulation on Paleozoic and Holocene platforms. *Journal of Sedimentary Research* 69, 338–350. doi:10.2110/jsr.69.338
- Woodcock, N.H.**, 1976. Structural style in slump sheets: Ludlow Series, Powys, Wales. *Jl. geol. Soc. Lond.* 132, 399–415.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Zappaterra, E.**, 1990. Carbonate paleogeographic sequences of the Periadriatic region. *Bollettino Societa' Geologica Italiana* 109, 5–20.
- Zappaterra, E.**, 1994. Source-rock distribution model of the Periadriatic region. *AAPG Bulletin* 78, 333–354.